

VASILE ZOTIC

PREMISELE CLIMATICE ALE ORGANIZĂRII SPAȚIULUI TURISTIC DIN CARPAȚII MERIDIONALI



VASILE ZOTIC

**PREMISELE CLIMATICE ALE ORGANIZĂRII
SPAȚIULUI TURISTIC DIN CARPAȚII
MERIDIONALI**

2002

Coperta și tehnoredactarea computerizată: Vasile Zotic

© 2002 Vasile Zotic

Toate drepturile rezervate. Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice mijloace, fără acordul autorului este interzisă.

**Universitatea “Babeș-Bolyai”
Presă Universitară Clujeană
Director: Horea Cosma
Str. Republicii, nr. 24
3400 Cluj-Napoca
ROMÂNIA
Tel.: +40 64 405352
Fax: +40 64 191906
E-mail: presa_universitara@email.ro**

I.S.B.N. 973 – 610 – 049 - 9

VASILE ZOTIC

**PREMISELE CLIMATICE ALE
ORGANIZĂRII SPAȚIULUI TURISTIC DIN
CARPAȚII MERIDIONALI**

**Presă Universitară Clujeană
2002**

CUVÂNT ÎNAINTE

S-a împământenit din ce în ce mai mult, în ultimii ani, ideea de a „schimba aerul”. Toți ne grăbim să mergem în concediu la munte sau la mare, în circuit pe trasee montane. Ne ducem să ne odihnim, să vizităm obiective turistice, să ne bronzăm, să facem ascensiuni, să ne tratăm în stațiuni etc. De cele mai multe ori, schimbarea decorului, a “aerului”, a ritmului de viață ne odihnește, ne stimulează, ne fortifică. În unele situații, aceste evadări au efect negativ asupra stării de sănătate. Și iată cum resursele bioclimatice ale unei regiuni capătă din ce în ce mai mare importanță, prin efectele climato-terapeutice a elementelor climatice și prin valorificare în scopuri de agrement și recreere a acestora. Turismul, tratamentul și odihna într-un mediu deosebit de cel de acasă și de la locul de muncă, iarna sau vara, au devenit o permanentă preocupare pentru noi toți.

Dezvoltarea rețelei de stațiuni climatice și balneo-climatice din Carpații Meridionali, extinderea traseelor turistice cu cabane permanente sau temporare, amenajarea unor complexe sportive pentru practicarea sporturilor de iarnă s-au bazat pe inventarierea resurselor climatice și bioclimatice a acestei regiuni. La aceasta se adaugă cunoașterea de ape minerale, a peisajului, forma reliefului, vegetația, a factorilor economici (căi de acces, distanțe de orașe etc.). Importante sunt și cunoașterea ionizării aerului și, în special, a ionizării negative, a aerosolilor, a purității aerului.

O parte dintre acești factori naturali au fost studiați în lucrări, începând cu cea apărută în 1906 sub semnătura doctorului Alexandru Saabner Tuduri, intitulată „Apele minerale și stațiunile climatice din România”. În continuare au apărut o serie de lucrări referitoare la problemele legate de rezervele de ape minerale. Problema influenței elementelor meteorologice și climatice asupra organismului uman, precum și asupra activității turistice în ansamblu a constituit un subiect de cercetare în care s-au implicat atât medicii balneoclimatologi, cât și geografi. Nicolae Topor, cu lucrarea sa „Meteorologie turistică” inaugurează seria acestor lucrări. Au urmat o serie de autori consacrați în acest domeniu, printre care amintim pe Ion Stăncescu cu lucrarea „Meteorologie și drumeție”.

Mai puțină atenție a fost acordată analizei resurselor bioclimatice a unor regiuni concrete, precum și a stațiunilor climaterice. Date sumare despre această problemă se găsesc în majoritatea lucrărilor de climă. Printre cei care au încercat să dezvolte această problemă, de o importanță practică deosebită, enumerăm: Ion Fărcaș și colaboratorii săi cu articolul „Harta climato-turistică a R. P. Română” apărut în revista Studia Universitas, la care se adaugă articolul „Indicele climato-turistic”. O contribuție deosebit de importantă în abordarea problemelor legate de bioclimă o are Elena Teodoreanu cu lucrarea „Bioclima stațiunilor balneoclimaterice din România”, care a constituit un suport teoretico-metodologic important pentru elaborarea lucrării de față. La aceste lucrări se adaugă și cele publicate de Stoicescu Constantin, cum este lucrarea „Factorii naturali de cură din principalele stațiuni balneoclimaterice din România”, în care se abordează și factorul bioclimă. Mult mai abordate au fost, în schimb, problemele legate de clima Carpaților Meridionali despre care s-au scris o serie de lucrări și articole dintre care amintim: „Clima Bucegilor” de Mihai St. Stoenescu, „Clima culoarului Rucăr-Bran” de Elena Teodoreanu, articolele „Variația altitudinală a principalilor parametri climatici din zona Bâlea-Capra din Masivul Fărăgaș” de Dumitru Țâștea, „Particularitățile microclimatice ale stațiunilor din Parcul Național Retezat” de Ioan Fărcaș, „Câteva caracteristici climatice ale zonei Muntele Mic-Țarcu” de Raluca și Alexandru Sabău, care au constituit un valoros material pentru elaborarea lucrării de față.

Pentru viitor se impune necesitatea de a efectua studii mai amănunțite de bioclimă, mai ales în arealele cu prezența și altor obiective turistice, în care omul este nevoit să intre în contact direct cu clima zonei respective. Aceasta a fost și motivația pentru care s-a elaborat lucrarea de față, care încearcă să surprindă mai în detaliu resursele bioclimatice ale Carpaților Meridionali și ce rol au acestea pentru turismul montan. La această motivație se adaugă și dragostea pe care noi, geografi, o purtăm naturii, în special munților, ce constituie o bogăție nestemată a unei națiuni.

De ce abordăm Carpații Meridionali în lucrare? Pentru că ei constituie grupa cea mai reprezentativă a Carpaților Românești în care elementul climă se impune hotărâtor în aspectul peisajului geografic. Toate aceste motivații nu duc decât spre o concluzie generală și anume că o națiune trebuie să se mândrească cu ce are ea mai frumos, iar noi, românii, ne mândrim cu munții noștri. Această mândrie înseamnă și a-i cunoaște din toate punctele de vedere, iar aspectul climatic și bioclimatic al munților constituie un punct de vedere important în această cunoaștere.

CUPRINS

CUVÂNT ÎNAINTE

1. ÎNCADRAREA ÎN SPAȚIUL REGIONAL A CARPAȚILOR MERIDIONALI.....	1
1.1. Poziția geografică.....	1
1.2. Evoluția paleogeografică.....	2
1.3. Geologie.....	3
1.4. Relieful.....	3
1.5. Resursele subsolului.....	4
1.6. Rețeaua hidrografică și lacurile.....	5
1.7. Solurile.....	5
2. FACTORII GEOGRAFICI CARE DETERMINĂ CLIMA CARPAȚILOR MERIDIONALI.....	6
2.1. Suprafața subadiacentă activă.....	6
2.1.1. Relieful – un element esențial al suprafeței active.....	6
2.1.1.1. Orientarea lanțului muntos.....	6
2.1.1.2. Expoziția versanților și pante.....	6
2.1.1.3. Altitudinea.....	7
2.1.1.4. Configurația reliefului.....	7
2.1.2. Vegetația – cea de-a doua suprafață activă.....	8
2.1.3. Suprafețele acvatice.....	10
2.1.4. Solul – ca suprafață activă.....	10
2.2. Radiația solară.....	11
2.2.1. Repartiția radiației solare directe în funcție de latitudine și altitudine.....	11
2.2.1.1. Radiația solară pe suprafețe cu diferite orientări.....	13
2.2.2. Radiația difuză.....	14
2.2.3. Radiația totală.....	15
2.2.4. Radiația reflectată.....	16
2.2.5. Radiația absorbită.....	17
2.2.6. Radiația efectivă.....	17
2.2.7. Bilanțul radiativ.....	18
2.3. Circulația generală a atmosferei.....	19
2.3.1. Circulația zonală sau vestică.....	20
2.3.2. Circulația polară.....	20
2.3.3. Circulația tropicală.....	20
2.3.4. Circulația de blocare.....	20
2.3.5. Principalele sisteme barice deasupra Europei și influența lor asupra climei Carpaților Meridionali.....	21
2.3.5.1. Anticlonul Azoric.....	21
2.3.5.2. Ciclonul Islandez.....	21
2.3.5.3. Anticlonul Siberian.....	21
2.3.5.4. Ciclonii Mediteranieni.....	21
3. PRINCIPALELE CARACTERISTICI ALE ELEMENTELOR CLIMATICE DIN CARPAȚII MERIDIONALI.....	22
3.1. Temperatura aerului.....	22
3.1.1. Repartiția valorilor medii anuale ale temperaturii aerului.....	22
3.1.2. Repartiția valorilor medii lunare.....	24
3.1.2.1. Valorile medii lunare ale temperaturii aerului din luna cea mai rece.....	24
3.1.2.2. Valorile medii lunare ale temperaturii aerului din luna cea mai caldă.....	25
3.1.3. Valorile amplitudinii medii anuale ale temperaturii aerului.....	26
3.1.4. Valorile medii ale temperaturilor extreme.....	26
3.1.4.1. Media lunară a maximelor zilnice.....	26
3.1.4.2. Media lunară a minimelor zilnice.....	27
3.1.4.3. Amplitudinile medii diurne ale temperaturii aerului.....	28

3.1.5.	Regimul diurn al temperaturii aerului.....	29
3.1.6.	Temperaturi extreme, mijlocii și amplitudinea lor diurnă.....	31
3.1.7.	Temperaturi extreme absolute.....	32
3.1.8.	Datele medii ale trecerii temperaturii aerului prin anumite praguri.....	33
3.1.8.1.	Durata intervalelor cu temperaturi medii zilnice mai mari sau mai mici decât anumite valori.....	34
3.1.8.2.	Sumele temperaturilor medii zilnice peste și sub anumite praguri.....	35
3.1.9.	Datele medii de producere a înghețului.....	36
3.1.10.	Numărul mediu de zile cu valori caracteristice de temperatură.....	37
3.1.10.1.	Numărul mediu de zile cu îngheț.....	37
3.1.10.2.	Numărul mediu de zile de iarnă.....	38
3.1.10.3.	Numărul mediu de nopți geroase.....	39
3.1.10.4.	Numărul mediu de zile de vară și tropicale.....	39
3.1.11.	Inversiuni termice în arealul Carpaților Meridionali.....	40
3.1.11.1.	Inversiuni totale.....	40
3.1.11.2.	Inversiuni parțiale.....	40
3.1.11.2.1.	Inversiuni joase.....	41
3.1.11.2.2.	Inversiuni din zonele înalte.....	42
3.1.11.3.	Gradienții termici în situații cu inversiuni termice.....	43
3.2.	Umezeala atmosferică.....	44
3.2.1.	Umezeala relativă.....	45
3.2.1.1.	Distribuția valorilor medii lunare și anuale ale umezelii.....	45
3.2.1.2.	Regimul anual al umezelii relative.....	46
3.2.1.3.	Mersul diurn al umezelii relative.....	47
3.2.1.4.	Numărul mediu de zile cu valori caracteristice de umiditate.....	48
3.2.2.	Tensiunea vaporilor de apă.....	49
3.2.2.1.	Mersul lunar și anual al tensiunii.....	49
3.2.2.2.	Mersul diurn al tensiunii.....	51
3.2.3.	Deficitul de saturație.....	51
3.3.	Nebulozitatea atmosferică, ceața, vizibilitatea.....	52
3.3.1.	Forma norilor și raportul lor cu relieful.....	52
3.3.2.	Regimul și distribuția verticală a nebulozității în Carpații Meridionali.....	54
3.3.2.1.	Regimul anual al nebulozității.....	54
3.3.2.2.	Regimul diurn al nebulozității.....	57
3.3.3.	Numărul zilelor senine și acoperite.....	57
3.3.4.	Ceața.....	58
3.3.4.1.	Regimul anual al zilelor cu ceață.....	58
3.3.5.	Vizibilitatea atmosferică.....	59
3.4.	Durata de strălucire a Soarelui.....	61
3.4.1.	Durata anuală a insolației.....	61
3.5.	Precipitațiile atmosferice.....	62
3.5.1.	Repartiția cantităților anuale ale precipitațiilor.....	62
3.5.2.	Regimul anual al precipitațiilor atmosferice.....	65
3.5.3.	Frecvența zilelor cu precipitații.....	66
3.5.4.	Numărul mediu al zilelor cu diverși hidrometeori.....	67
3.5.4.1.	Frecvența zilelor cu ninsoare.....	68
3.5.5.	Stratul de zăpadă.....	68
3.5.5.1.	Data medie de formare și dispariție a stratului de zăpadă.....	68
3.5.5.2.	Durata medie a stratului de zăpadă.....	69
3.5.5.3.	Grosimea stratului de zăpadă.....	70
3.5.5.4.	Viscolul.....	71
3.6.	Presiunea atmosferică.....	71
3.7.	Vântul.....	72

3.7.1. Direcția vântului.....	72
3.7.2. Viteza vântului.....	73
3.7.2.1. Regimul anual al vitezei vântului.....	74
3.7.2.2. Regimul diurn al vitezei vântului.....	74
3.7.3. Calmul atmosferic.....	75
3.7.4. Föhnul și vântul în cascadă.....	75
3.7.5. Brizele de relief.....	76
3.8. Diferitele tipuri de hidrometeori în Carpații Meridionali.....	76
3.8.1. Măzăricea.....	76
3.8.2. Chiciura.....	77
3.8.3. Poleiul.....	77
3.8.4. Bruma.....	77
3.8.5. Roua.....	77
3.8.6. Precipitațiile convective și manifestările electrice.....	78
4. VALORIFICAREA CLIMATO-TURISTICĂ A PRINCIPALELOR ELEMENTE CLIMATICE DIN CARPAȚII MERIDIONALI.....	78
4.1. Importanța și valorificarea turistică în scopuri climato-terapeutice a elementelor climatice din Carpații Meridionali.....	79
4.1.1. Efectul biologic al principalelor elemente climatice.....	79
4.1.1.1. Complexul factorilor climatici cu acțiune termică.....	79
4.1.1.1.1. Numărul mediu de zile cu confort termic.....	80
4.1.1.1.2. Numărul mediu de zile cu disconfort prin încălzire.....	80
4.1.1.1.3. Numărul mediu de zile cu disconfort prin răcire.....	81
4.1.1.1.4. Stresul climatic cutanat.....	82
4.1.1.2. Complexul factorilor climatici cu acțiune iritativă asupra sistemului respirator.....	83
4.1.1.2.1. Valoarea presiunii parțiale a oxigenului.....	83
4.1.1.2.2. Stresul climatic pulmonar, generat de umiditatea atmosferică.....	84
4.1.1.3. Stresul bioclimatic total.....	85
4.1.1.4. Complexul factorilor climatici cu acțiune fotochimică și imunologică.....	85
4.1.1.5. Aeroionizarea ca factor fizico-terapeutic.....	86
4.1.2. Valorificarea turistică în scopuri terapeutice a elementelor bioclimatice din Carpații Meridionali.....	87
4.1.2.1. Stațiuni balneo-climaterice de interes general.....	87
4.1.2.1.1. Bușteni.....	87
4.1.2.1.2. Sinaia.....	88
4.1.2.1.3. Voineasa.....	89
4.1.2.1.4. Băile Herculane.....	89
4.1.2.2. Stațiuni climatice de interes general.....	90
4.1.2.2.1. Predeal.....	90
4.1.2.2.2. Poiana Brașov.....	90
4.1.2.2.3. Pârâul Rece.....	91
4.1.2.2.4. Păltiniș.....	91
4.1.2.2.5. Bran.....	92
4.1.2.3. Stațiuni climaterice de interes local.....	92
4.1.2.3.1. Muntele Mic.....	93
4.1.2.3.2. Poiana Mărului.....	93
4.1.2.3.3. Râncea.....	93
4.2. Clima – un factor important care influențiază direct activitatea de agrement și recreere în aer liber din Carpații Meridionali.....	94
4.2.1. Durata intervalului cu precipitații.....	94
4.2.2. Prezența plafonului noros.....	94
4.2.3. Influența ceții asupra practicării turismului montan.....	95
4.2.4. Influența grindinii și a fenomenelor orajoase asupra practicării turismului montan.....	95

4.3. Indicele climato-turistic.....	96
4.4. Valorificarea turistică a stratului de zăpadă în Carpații Meridionali.....	98
5. CONCLUZII.....	98
BIBLIOGRAFIE	

1. ÎNCADRAREA ÎN SPAȚIUL REGIONAL A CARPAȚILOR MERIDIONALI

1.1. Poziția geografică

Carpații Meridionali sau Alpii Transilvaniei, cum mai sunt cunoscuți în literatura de specialitate, sunt așezați în partea central-sudică a teritoriului României. Aceștea constituie veriga intermediară a lanțului muntos al Carpaților Românești, fiind încadrați între Carpații Orientali în est și Carpații Occidentali în vest (fig.1).

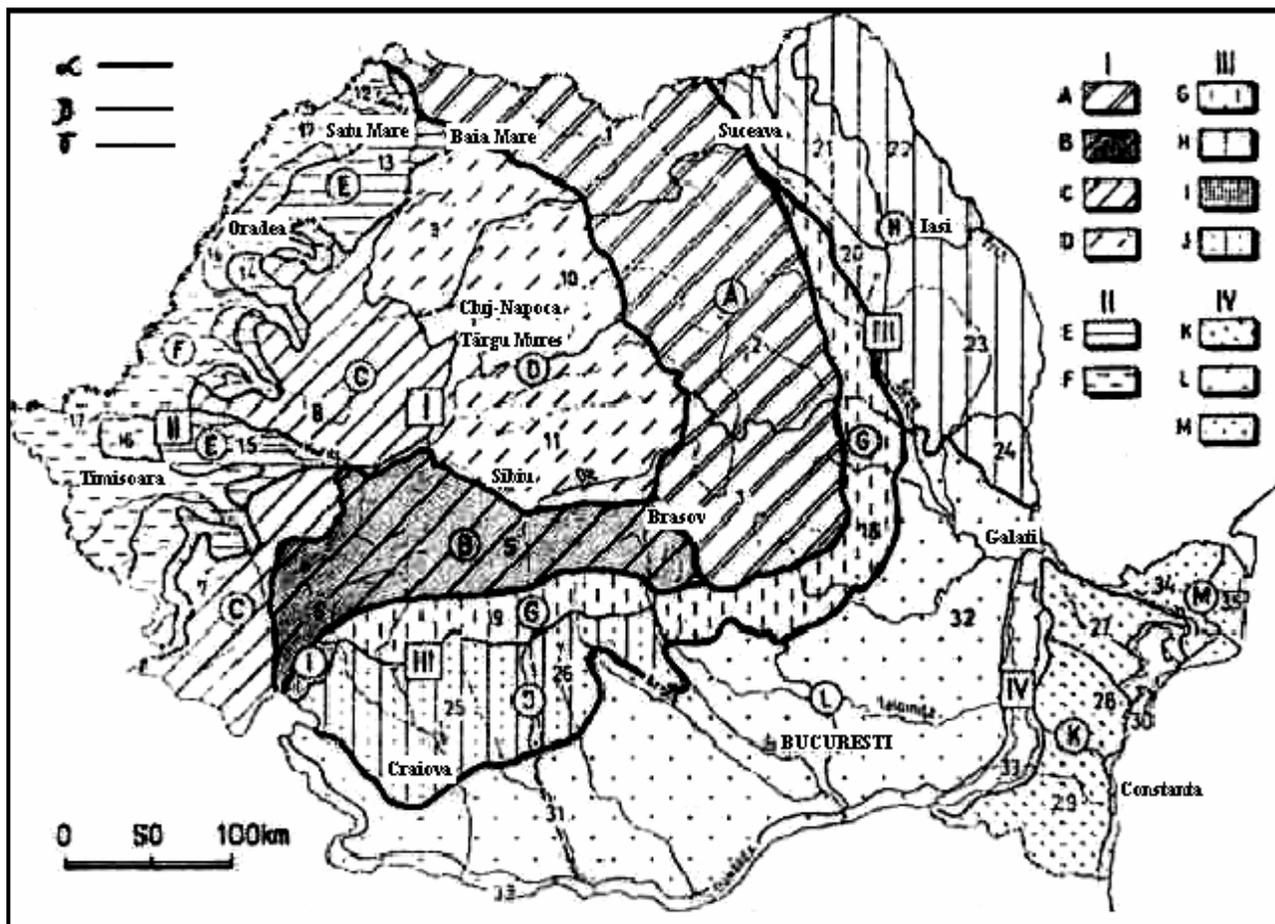


Fig. 1. Unitățile fizico-geografice ale României (după Tratatul de Geografie Fizică a României, vol. III., 1987).

I. Unitatea carpato-transilvăneană. A. Carpații Orientali: 1. grupa nordică; 2. grupa centrală; 3. grupa de curbură. B. Carpații Meridionali: 4. grupa Munților Bucegi; 5. grupa centrală (Fărăgaș-Parâng-Godeanu); 6. grupa Munților Vâlcan-Cernei-Mehedinți. C. Carpații Occidentali: 7. Munții Banatului; 8. Munții Apuseni. D. Depresiunea Transilvaniei: 9. Podișul Someșan; 10. Câmpia Transilvaniei; 11. Podișul Târnavelor.

II. Unitatea banato-crișană. E. Dealurile Banato-Crișene: 12. Dealurile Oașului; 13. Dealurile Silvano-Someșene; 14. Dealurile Crișanei; 15. Dealurile Banatului. F. Câmpia Banato-Crișană: 16. Câmpia înaltă (subunitate de pădure); 17. Câmpia joasă (subunitate de silvostepă).

III. Unitatea geto-moldavă. G. Subcarpații: 18. Orientali; 19. Getici, H. Podișul Moldovei: 20. Podișul piemontan Ciungi-Corni; 21. Podișul Sucevei; 22. Câmpia Moldovei; 23. Podișul Bârladului; 24. Podișul Covurluiului. I. Podișul Mehedinți. J. Podișul Getic: 25. Dealurile și podișurile piemontane ale Olteniei; 26. Podișurile piemontane argeșene.

IV. Unitatea dunăreano-dobrogeană. K. Podișul Dobrogei: 27. Masivul Dobrogei de Nord; 28. Podișul Dobrogei Centrale; 29. Podișul Dobrogei de Sud; 30. Litoralul Dobrogei. L. Câmpia Română; 31. Subunitatea de pădure și silvostepă; 32. Subunitatea de silvostepă și stepă a Câmpiei Române de Est; 33. Lunca și bălțile Dunării. M. Delta Dunării. Limitele unitățile: ⇨. de ordinul I; β. de ordinul II; →. de ordinul III.

Carpații Meridionali se desfășoară între 40° 40' latitudine nordică (Munții Mehedinți) și 45° 52' latitudine nordică (Munții Șureanu), respectiv 22° 19' longitudine estică (Munții Cernei) și 25° 35' longitudine estică (Masivul Bucegi-Muntele Gurguiatu).

Se delimitează față de unitățile geografice limitrofe prin limite clare reprezentate prin culoare, văi, depresiuni submontane, denivelări pronunțate de relief. Aceste limite sunt:

- Valea Prahovei, valea Cerbului, Valea Bârsa Groșetului, valea Șinca în partea estică, care constituie limita dintre Carpații Meridionali și Carpații Orientali (limita geografică);
- Culoarul Timiș-Cerna în partea vestică a unității, care constituie limita dintre Carpații Meridionali și Munții Banatului.

Limitele nordice și sudice sunt, de asemenea, clare, ele realizându-se fie prin denivelări pronunțate, fie prin depresiuni de contact litologic. Astfel, limita nordică este dată de abrupturi tectonice evidențiate spre Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Hațeg, Culoarul Strei-Bistra, între Valea Oltului și Valea Streiului, limita este mai puțin clară datorită dezvoltării unui relief cu aspect piemontan la partea inferioară a masivului.

Limita sudică este dată de un șir de depresiuni subcarpatice cum sunt: Posada, Câmpina (pe Valea Prahovei), Pucioasa (pe Valea Ialomiței), Câmpulung, Arefu, Căpățânei, Călimănești, Horezu, Bumbești, Tismana.

Între aceste limite, Carpații Meridionali se desfășoară pe o suprafață de 15 332 km², ceea ce reprezintă 23,1 % din suprafața totală a Carpaților Românești și aproape 6 % din suprafața României. Aceștea au o dispunere liniară pe direcție est-vest, pe o lungime de circa 250 km și o lățime de 50-70 km.

1.2. Evoluția paleogeografică

Această evoluție începe încă din Cretacic și se continuă până în zilele noastre, de-a lungul unor etape geologice distincte și responsabile de formarea a ceea ce numim azi Carpații Meridionali.

Astfel, până în Cretacic, o mare parte din spațiul montan al Carpaților Meridionali a fost acoperit cu ape în care s-au depus formațiuni sedimentare, mai ales calcare mezozoice și unele aluviuni pe seama cărora s-au format conglomeratele.

Sfârșitul Mezozoicului corespunde cu o puternică fază orogenetică - Orogeneza Alpină - care, în fazele austriacă și laramică din Cretacicul Mediu și Superior, a condus la ridicarea, cutarea și chiar încălecare a unor formațiuni peste altele. În acest mod s-a produs încălecare a Pânzei Getice cu sedimentarul ei peste formațiunile cristaline ale autohtonului.

În faza laramică se definitivează structura geologică în pânze a Carpaților Meridionali și se produce o scufundare a unităților vecine: Depresiunea Transilvană în nord și Getică în sud.

În Neozoic, Carpații Meridionali rămân, în general, sub forma unui bloc relativ rigid, erodat sub influența factorilor exogeni, care determină formarea suprafețelor de nivelare. Se evidențiază complexul sculptural Borăscu. Tot în această perioadă, Pânza Getică a fost fragmentată și erodată pe mari suprafețe astfel încât autohtonul a fost scos la zi. Se realizează, de asemenea, mișcări oscilatorii de ridicare și coborâre, care au contribuit la formarea și conturarea bazinelor post tectonice intramontane: Hațeg, Petroșani, Loviștea în Paleogen; Caransebeș și Bahna în Miocen.

În Badenian au loc mișcări transgresive, cu o invadare a acestor bazine și culoare de legătură de către apele mării Badeniene, astfel încât vestul Carpaților Meridionali se prezenta sub forma unui arhipelag.

Fazele orogenice ulterioare: Savică de la sfârșitul Oligocenului începutul Miocenului, Stircă din Badenian, Attică din Sarmațian, Rhodaniană de la sfârșitul Miocenului începutul Cuaternarului au avut, în Carpații Meridionali mai mult un caracter epirogenetic, în bazinele limitrofe masivelor montane în aceste faze s-a produs cutarea sedimentelor depuse în marea din Badenian. Concomitent cu acțiunea mișcărilor amintite, spațiul montan rămas sub acțiunea factorilor subaerieni a fost modelat în sistem policiclic, rezultatul fiind formarea suprafețelor de nivelare Râu-Șes, formată după mișcările Savice, respectiv Gornovița.

Sfârșitul Pliocenului și Cuaternarul corespunde cu răcirea climei, la care se adaugă înălțarea epirogenetică a Carpaților Meridionali cu circa 1000 de metri. Aceste condiții au fost optime pentru instalarea zăpezilor și apariția ghețurilor în părțile înalte, cu fazele glaciare: Gunz, Mendell, Riss, Würn și cu perioadele interglaciare corespunzătoare. Ultimele două faze glaciare au lăsat urme adânci în relieful și peisajul montan al Carpaților Meridionali cu forme vizibile și astăzi.

Pleistocenului îi este caracteristic încălzirea climei, topirea ghețarilor, lăsând în urmă relieful glaciatic reprezentat prin: creste, circuri glaciare, văi, morene, praguri etc.

1.3. Geologie

Din punct de vedere geologic, Carpații Meridionali sunt constituiți din gnaise, șisturi cristaline cu intrusiuni granitice. Pe flancul estic al Meridionalilor, apare un areal cu calcare mezozoice, conglomerate constituind grupa Munților Bucegi. Pe flancul vestic apare, de asemenea, un areal larg dezvoltat cu calcare mezozoice.

1.4. Relieful

Ca rezultat a acțiunii complexe a factorilor endogeni care au rolul de a pune la dispoziție materie telurică și a factorilor exogeni cu rol de modelare a masei petrografice, relieful Carpaților Meridionali, se caracterizează prin masivitate, complexitate morfologică, fragmentare transversală și longitudinală accentuată.

Masivitatea reliefului este pusă în evidență și de unii indicatori cantitativi ai reliefului cum sunt:

- altitudinea maximă care este de 2544 m atinsă de vârful Moldoveanu din Munții Fărăgaș;
- altitudinea medie care este de 1136 m;
- relieful cu înălțimi de peste 2000 m ocupă 10 % din suprafața totală a Carpaților Meridionali;
- cele mai frecvente altitudini sunt cele de 1000-1500 m cu 34 % din suprafața totală, după care urmează cele de 700-900 m cu 19 %.

Complexitatea morfologică este rezultatul acțiunii de modelare a mai multor factori exogeni și anume: ghețarii montani, eroziunea fluviatilă, mișcările în masă determinate de un complex de elemente de natură endogenă și exogenă.

Trăsătura morfologică cea mai importantă a Carpaților Meridionali este dispoziția în trepte a reliefului, ca urmare a modelării policiclice în decursul evoluției paleogeografice. Aici se întâlnesc suprafețe de netezire devenite clasice (fig. 2).

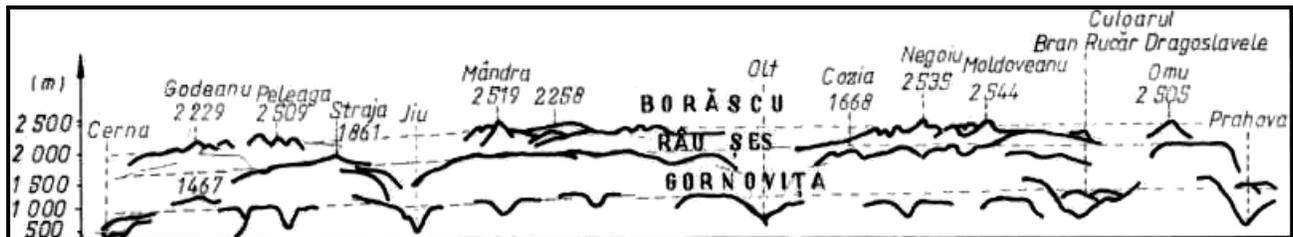


Fig. 2. Schiță panoramică a Carpaților Meridionali (după Tratatul de Geografia României, vol. III., 1987).

Suprafața Borăscu situată integral în domeniul pajiștilor alpine și subalpine la altitudini de 2000-2200 m în Munții Iezer, Cindrel, Șureanu, Godeanu și Țarcu, unde se păstrează sub formă de poduri netede și culmi rotunjite. În Munții Bucegi apare numai local la 1450 m altitudine.

În masivele Fărăgaș, Parâng și Retezat, suprafața este dominată de un relief mai înalt, modelat de ghețari în pleistocen.

Nivelele complexelor sculpturale Râu Șes (1200-1600 m), larg extinsă și vălurită, precum și Gornovița, situată la periferia spațiului montan, de-a lungul marilor văi (Olt, Jiu), în pasuri (Predeal, Giuvala), la periferia montană a depresiunilor (Loviștea, Petroșani, Hațeg, culoarul Timiș-Cerna), formează alte două trepte care, pe lângă importanța lor morfologică, au și o importanță economică (cu amplasamente de vetre a unor localități, terenuri agricole, în construirea căilor de transport).

O altă trăsătură a reliefului Carpaților Meridionali este prezența pe arii, în care altitudinea depășește 2000 m, a reliefului de tip glaciatic, care are o dezvoltare maximă ca amplitudine și complexitate. Principalii ghețari au atins 6-8 km lungime, coborând până la 1350-1400 m altitudine. Peisajul glaciatic, sub cele două forme specifice, căldări sculpturale, în resturile suprafeței Borăscu, circuri și văi asociate cu creste și vârfuri,

este completat de stâncării și grohotișuri mobile sau semifixate, consecință a proceselor crionivale ce modelează și în prezent culmile înalte, reminiscentă a celor periglaciare din pleistocen.

Fragmentarea transversală și cea longitudinală a Carpaților Meridionali, privită în plan vertical are amplitudinea cea mai mare dintre toți Carpații românești. Această fragmentare a dus la individualizarea subunităților montane, ale căror culmi converg în masive proeminente, constituind veritabile noduri orografice și centre de dispersie hidrografică (fig. 3).

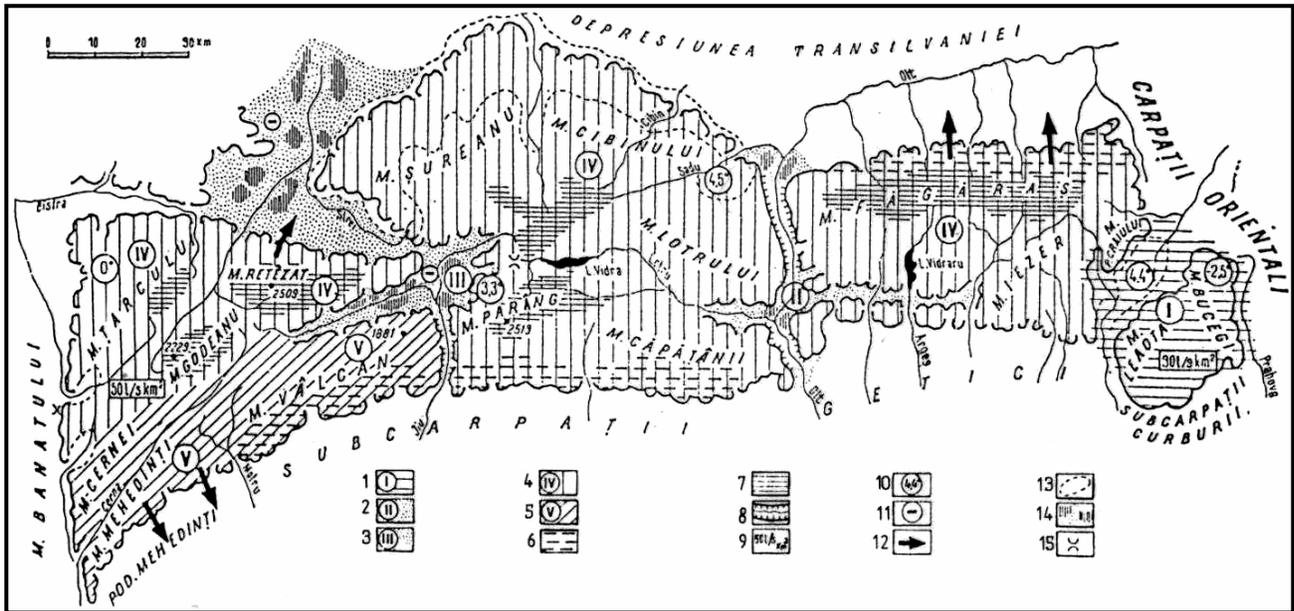


Fig. 3. Carpații Meridionali. Subunități teritoriale (după *Tratatul de Geografia României*, vol. III., 1987). 1. Complexul montan Bucegi; 2. Axa transversală Olt; 3. Axa transversală Jiu-Strei; 4. Masivele centrale înalte ale Carpaților Meridionali; 5. Complexul montan Vâlcan-Cerna; 6. Abrupturi; 7. Areal glaciuar cuaternar; 8. Defilee; 9. Scurgerea hidrică; 10. Temperatura medie anuală; 11. Inversiuni de temperatură; 12. Manifestări foehnizate; 13. Areal de dispersie a așezărilor; 14. Lunci și complexe de terase; 15. Înșeuări.

Aceste noduri orografice sunt: Bucegii, din care se desprinde Masivul Leota; Făgăraș, de unde se desprind creste - creasta Iezerului - și culmea fragmentată a Coziei; Parâng, din care se desprind Munții Căpățâniilor, Cindrelului și Șureanu, separați de văi divergente (Lotru, Sadu, Sebeș, Jiul de Est, Gilort, Olteț); Godeanu, în jurul căruia se grupează Munții Vâlcan, Retezat, Țarcu, Mehedinții și Cernei.

Privită în amănunt, fragmentarea reliefului prezintă variații locale. Ea este mai accentuată spre poalele fiecărui masiv și spre contactul munților cu dealurile, unde rețeaua de văi este mai densă și unde eroziunea a fost reactivată de mișcările epirogenetice. Mișcările de înălțare repetate și adâncirea în etape a văilor au creat o energie maximă de relief de 500-1000 m. Pantele sunt, în general, repezi, reprezintă 25-35 %; cele mai mici înclinări sunt caracteristice suprafețelor de netezire înalte (Borăscu: de la 0 la 5-6°, iar cele mai mari în circurile glaciare și în crestele stâncoase dintre ele (30-40° înclinare).

În unele masive constituite din calcare și conglomerate (Bucegi), abrupturile ating și chiar depășesc 45° înclinare.

Diferențele altimetrice mari între crestele cele mai înalte și regiunile înconjurătoare ale Carpaților Meridionali (300 m în Defileul Oltului și peste 2500 m altitudine pe creste) și dispunerea în trepte a reliefului pe un ecart de peste 2200 m au drept consecință etajarea celorlalte elemente fizico-geografice.

1.5. Resursele subsolului

În privința resurselor subsolului, Carpații Meridionali nu se evidențiază, în mod deosebit, fiind prezente, totuși, ca urmare a activităților magmatice din orogene: minereuri de mangan, în Munții Șureanu, nichel în nord-estul Munților Făgăraș. La acestea se adaugă roci utile ca: grafitul din regiunea ee obârșie a Oltului, mică albă și feldspatul, legate de cristalinelul getic, azbest în regiunea Urdelor din Munții Lotrului.

Depozitele sedimentare se caracterizează prin prezența cărbunelui brun și a huilei în Bazinul Petroșani în sedimente oligocen-acuitoniene, antracit la Schela (județul Gorj), Stănești-Drăgoești. Se mai întâlnește bauxită, calcare masive, apele minerale și termale din Valea Cernei, de care este legată stațiunea Băile Herculane.

1.6. Rețeaua hidrografică și lacurile

Rețeaua hidrografică, care constituie un segment al circulației complexe a apei în natură, întrunește condiții optime pentru dezvoltarea în zona Carpaților Meridionali, atât din punct de vedere climatic, cât și litologic. Astfel, fragmentarea și energia de relief mare, fac ca densitatea rețelei hidrografice să aibă valori cuprinse între 0,7 și 0,1 km/km². Pantele, în general rezezi, din zona alpină a unor masive și cantitatea de precipitații, asigură o scurgere medie a apelor de peste 40 l/s km² în Făgăraș, Retezat și Țarcu; 20 l/s km² în regiunile mijlocii și joase bine împădurite. Profilul longitudinal al văilor este rupt în trepte, mai ales în domeniul circurilor glaciare și are înclinări mari până la poalele munților, cuprinse între 81 m/km (Girolt) și 40 m/km (Ialomița).

Rețeaua hidrografică a Carpaților Meridionali este formată din două categorii de râuri: râuri alohtone, aflate în tranzit, a căror obârșie se află în alte zone geografice ale României (Oltul), râuri autohtone cu obârșiile bazinelor hidrografice aflate în zona înaltă a Carpaților Meridionali. Orientarea generală a văilor este pe direcția nord-sud și sud-nord imprimată de dezvoltarea generală a Carpaților Meridionali pe direcție est-vest. De la această orientare fac excepție o serie de râuri, a căror orientare a fost impusă de convergența în noduri orografice a o serie de masive montane. Astfel Cerna, Jiul de Vest, Lotrul au o dezvoltare longitudinală est-vest în conformitate cu direcția generală a Carpaților Meridionali.

Referitor la tipul de regim pluviometric, rețeaua autohtonă are două tipuri de regim. Cel mai răspândit este tipul carpatic-mediteranian, caracterizat prin alimentare nivală bogată, ape mari de primăvară-vară, pentru râurile cu izvoare în zone înalte a masivelor muntoase și râuri cu izvoare la altitudini mijlocii cu alimentare pluvială și viituri de iarnă, cu frecvență de 25-35 %.

Principalele bazine hidrografice care se dezvoltă pe arealul Carpaților Meridionali sunt în ordine de la est la vest; bazinul superior al Ialomiței plasat în zona masivelor Bucegi-Leaota, bazinul superior al Argeșului dezvoltat pe flancul sudic al Munților Făgăraș. Urmează bazinul mijlociu al Oltului aflat în tranzit, care corectează apele de pe flancul nordic al Munților Făgăraș și estic al Munților Cibinului, Lotrului, Căpățâni. În continuare, bazinul superior al Jiului plasat pe fațada sudică a grupelor montane Parâng-Godeanu; bazinul Mureșului, care colectează râurile de pe fațada nordică a acestei grupe. O dezvoltare restrânsă o are bazinul superior al Cernei, care este cuprins între Munții Cernei și Mehedinți.

1.6.1. Lacurile

În Carpații Meridionali se întâlnesc două categorii genetice de lacuri: lacuri naturale, rezultate în urma eroziunii glaciare și acumulării apei pe fundurile circurilor glaciare; lacuri artificiale create de om, pentru valorificarea potențialului hidroenergetic al râurilor și reglarea scurgerii.

Din totalul lacurilor glaciare din România, 155 (peste 88 %) sunt localizate în Carpații Meridionali, în masivele Făgăraș, Retezat, Parâng, Godeanu și Țarcu, la înălțimi de 1700-2300 m. Cele mai mari lacuri glaciare se află la circa 2000 m, iar suprafața lor totală acoperă peste 100 ha. Cel mai adânc lac glaciare este Zănoaga (19 m), iar cel mai mare Bucura (10 ha). Multe dintre lacuri se află într-un stadiu avansat de colmatare, iar unele s-au colmatat complet, pe locul lor existând o vegetație hidrofilă.

Lacurile artificiale sunt reprezentate prin lacurile de acumulare de la Vidraru pe Argeș, Vidra pe Lotru, cele de pe râurile Sadu și Motru, cu aducțiuni din bazine hidrografice învecinate.

1.7. Solurile

În Carpații Meridionali au o mare extensiune solurile brune acide și brune feriiluviale și humico-silicative, cu profil scurt sau incomplet pe creste și pe pante. Pe suprafețele de eroziune, acestora li se asociază podzolurile feriiluviale cu orizonturi bine dezvoltate în domeniul jnepenișurilor. În masivele

calcaroase și conglomeratice se întâlnesc și rendzine, bogate în humus și bine structurate, fiind astfel foarte fertile.

Problemele legate de climă și vegetație se vor trata pe larg în capitolele următoare, aceasta constituind și tema lucrării.

2. FACTORII GEOGRAFICI CARE DETERMINĂ CLIMA CARPAȚILOR MERIDIONALI

2.1. Suprafața subadiacentă activă

Se înțelege prin suprafață activă (subiacentă), suprafața terestră cu toate particularitățile ei (relief, vegetație, rețea hidrografică, sol etc.), influențate sau nu de activitatea omului.

Rolul suprafeței active ca factor climatogen se definește numai în contextul raporturilor sale cu pătura de aer inferioară a atmosferei, cu rol activ în transformarea energiei solare radiante în căldură, în umezirea aerului și în transformarea maselor de aer pe măsura deplasării lor. Cu cât această suprafață este mai neuniformă și mai variată, cu atât mai complexe și mai diversificate vor fi procesele climatice generate și influențate de ea.

2.1.1. Relieful - un element esențial al suprafeței active

Dintre toate particularitățile suprafeței active, relieful are cel mai mare rol, deoarece el generează dimensiunile „spațiului climatic” în general și deci cele mai importante trăsături climatice. Aceste trăsături climatice rezultă ca urmare a încălzirii diferite a suprafeței active (în cazul de față a scoarței terestre exprimată prin relief) și aceasta, datorită caracteristicilor cantitative și calitative ale reliefului. În cazul reliefului Carpaților Meridionali, caracteristicile cantitative și calitative, care determină o încălzire diferită a suprafeței active și, implicit, a aerului din pătura inferioară a atmosferei, sunt: orientarea lanțului muntos, expoziția versanților, altitudinea, varietatea formelor și a microformelor de relief.

2.1.1.1. Orientarea lanțului muntos

Carpații Meridionali cu o orientare generală a lanțului muntos pe direcția est-vest sunt afectați diferit de circulația generală a atmosferei.

Această situație se reflectă într-o distribuție neuniformă a cantității de umezeală, de precipitații și a nebulozității.

Versanții cu expunere vestică și nord-vestică, perpendicular pe circulația dominantă a atmosferei, beneficiază de o umezeală mai mare (cu 2-4 %), precipitații mai bogate cantitativ (cu 100 mm mai mult față de versanții adăpostiți pentru aceeași altitudine), nebulozitate mai ridicată (în medie cu 0,4-1,0 zecimi), comparativ cu versanții estici și sud-estici.

2.1.1.2. Expoziția versanților și pante

Înclinarea și expoziția versanților reprezintă un factor important al acțiunii climatogene a reliefului. Această acțiune se manifestă prin modificări esențiale a distribuției unor factori și elemente climatice care, îmbinate, dau tipul de climă existent în regiune.

Astfel, se produc modificări în valoarea intensității radiației solare în stratul inferior al atmosferei și la sol. Pentru latitudini medii în emisfera boreală, versanții cu expoziție nordică primesc cantitatea cea mai mică, iar versanții cu expoziție sudică cantitatea cea mai mare de radiație solară. Aceasta variază însă în raport cu anotimpul. Versanții cu expoziție vestică și estică primesc cantități aproximativ egale de radiații. Această distribuție inegală a radiației solare pe versanți cu diferite orientări și înclinări se reflectă în contrastele climatice termice, care apar între acești versanți.

Orientarea diferită față de soare influențează și valorile duratei insolației efective ale intensității radiației solare, evaluată prin cantitatea de energie radiantă, ale bilanțului de radiație sau al temperaturii la sol și în aer.

Referitor la elementele componente ale bilanțului radiativ, radiația solară directă și radiația reflectată sunt influențate de expoziția versanților prin cantitatea de căldură care este primită pe o unitate de suprafață și

cea reflectată. Astfel, radiația directă este capabilă de a crea diferențieri termice pe versanții cu diferite orientări și înclinări.

Radiața reflectată, ca o componentă a albedoului, mai ales în cazul unei zone montane înalte cu un strat continuu de zăpadă, poate să creeze diferențiere de insolație, în funcție de expoziție, astfel încât versanții umbriți să primească o mai mare cantitate de radiație decât cei însoriți (fig. 4).

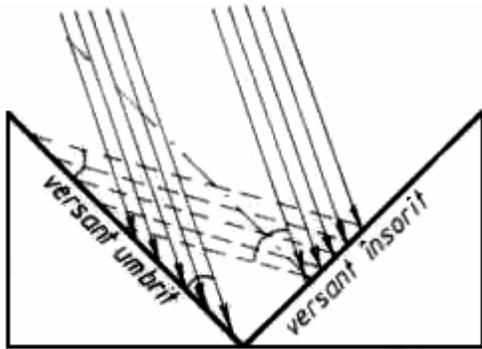


Fig. 4. Reflexia razelor incidente pe stratul de zăpadă.

Gh.Peguy arată că energia solară primită de un versant însorit într-o zi este în general de 8-10 ori mai mare decât energia primită de versantul umbrit.

Maximum de intensitate se obține pe un plan pe care razele solare cad perpendicular.

Panta cea mai favorizată pe versantul sudic este cea de 45° . O pantă de 30° primește 97 % din energia solară totală, o pantă de 60-95 %, o suprafață orizontală 74 %.

Pe versantul nordic, încălzirea este invers proporțională cu panta (fig. 5)

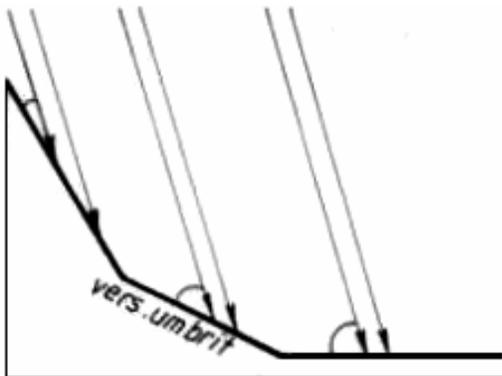


Fig. 5. Unghiul de incidență al razelor solare pe diferite pante, pe versantul nordic.

O pantă de 15° primește 54 % din energia solară totală; o pantă de 30° - 34 %; 45° - 19 %.

Versanții cu o expoziție estică și o pantă de 25° sunt în avantaj față de versanții cu expoziție sudică, în mersul diurn al radiației. În perioada de vară la orele răsăritului și asfințitului, când soarele răsare la NE și apune la NV, intensitatea radiației este mai mare pe versantul nordic față de versantul cu expoziție sudică.

2.1.1.3. Alitudinea

În diferențierea proceselor și fenomenelor climatice un rol important revine altitudinii. Aceasta, în funcție de cota maximă a unității studiate, determină o trăsătură de bază a climei și anume zonalitatea verticală a tuturor proceselor și fenomenelor climatice. Ca urmare, se înregistrează modificări însemnate a tuturor elementelor climatice, odată cu creșterea altitudinii. Aceste schimbări sunt puse în evidență de gradientii de variație pe verticală a elementelor climatice. Astfel, temperatura medie anuală a aerului scade cu altitudinea, conform gradientului termic vertical de $0,5-0,7^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$, umezeala relativă medie anuală crește cu $1,0-1,5 \%/100 \text{ m}$, nebulozitatea totală medie anuală crește cu circa $0,1 \text{ zecimi}/100 \text{ m}$, cantitatea anuală de precipitație crește cu $70-100 \text{ mm}/100 \text{ m}$. Acești gradienti diferă însă în raport cu expoziția versanților. Pe versanții vestici gradientii de umiditate, nebulozitate, cantitatea de precipitații va fi mai mare în raport cu versanții cu expoziție estică.

2.1.1.4 Configurația reliefului

Configurația reliefului joacă un rol important în geneza și regimul unor elemente climatice. Formele convexe de relief sunt expuse, în permanență, vântului (indiferent de direcție), fapt ce determină creșterea turbulenței atmosferice și omogenizarea temperaturii aerului. Formele concave, în schimb, se caracterizează prin umezeală mai mare a aerului, depuneri frecvente de rouă, situații de calm atmosferic ($> 50 \%$ din total), contraste termice evidente între zi și noapte, iarnă și vară, inversiuni de temperatură.

Culoarele depresionare din zona montană se caracterizează printr-o canalizare a curentului de aer, fapt ce determină creșterea amestecului turbulent și omogenizarea valorilor principalilor parametri climatici.

Dacă se iau în considerare formele minore de relief, gama proceselor și a fenomenelor climatice influențate de suprafața activă este mult mai variată, a căror influență redusă se resimte numai în spațiul micro și topoclimatic.

Toți factorii enumerați, de multe ori dependenți unii de alții, influențează cantitatea de căldură solară ajunsă la sol, iar însumarea lor, fiecare într-o anumită proporție, se reflectă, mai ales, în evoluția temperaturii, precum și în aspectul peisajului geografic. Astfel apar diferențieri de temperatură între versanții umbriți și însoriți, atât în ceea ce privește media anuală, cât și la mediile lunare.

St. M. Stoenescu (1951) pune în evidență în Masivul Bucegi o diferență de 0,2° C a temperaturii medii anuale între stația Dobrești instalată pe pantele însorite și stația Sinaia, pe versantul estic.

Interesantă este evoluția temperaturii pe pantele cu expoziție estică și vestică, chiar dacă cantitativ, temperaturile sunt asemănătoare. Pe versanții cu expoziție estică maximul termic se produce până la ora 13⁰⁰, iar pe versantul vestic după ora amiezii. Pe aceste pante scutite de încălzire excesivă la trecerea soarelui la meridian, se localizează topoclimate moderate.

2.1.2. Vegetația - cea de-a doua suprafață activă

Vegetația, ca expresie a condițiilor climatice dominante, generează, la rândul său, particularități climatice și topoclimatice diferite. Aceasta se realizează în raport de gradul de acoperire cu vegetație a solului, de speciile caracteristice, de densitatea lor, înălțimea coronamentului arborilor, forma și densitatea frunzelor, stadiul de vegetație.

Principala caracteristică a vegetației o constituie cea de-a doua suprafață activă care se formează la limita superioară a primei suprafețe, reprezentată de către sol.

Pentru a putea pune în evidență această caracteristică de suprafață activă a vegetației și a influenței asupra elementelor climatice, vom analiza mai întâi extensiunea în spațiul montan al Carpaților Meridionali a tipurilor de vegetație.

Astfel, principala caracteristică a vegetației Carpaților Meridionali este etajarea pe verticală a elementelor componente, în funcție de necesitățile ecologice. Rezultanta acestei distribuții în plan vertical o reprezintă etajele de vegetație.

Aceste etaje de vegetație sunt următoarele:

➤ etajul nemoral (al pădurilor de foioase) format din păduri de fag și de amestec de fag cu rășinoase

În cadrul pădurilor de fag există două subetaje distincte: cel al făgetelor de mare altitudine și cel al făgetelor montane. Acestea se găsesc în zonele unităților muntoase joase și mijlocii, primele urcând până la 1650 m, iar celelalte sunt cuprinse, de regulă, între 600 m și 1100 m. Extrazonal, făgetele se pot afla în etajul molidișurilor, pe versanții sudici ai Carpaților Meridionali urcând până la 1500 m altitudine. Acestea au o structură relativ simplă. În stratul arborilor predomină fagul (*Fagus sylvatica*), adăugându-se, în proporție mai mică, paltinul de munte (*Acer pseudoptenus*), ulmul de munte (*Ulmus glabra*), mesteacănul (*Betula pendula*). Arbuștii sunt destul de puțin reprezentați.

Pădurile de amestec de fag cu rășinoase alcătuiesc o fâșie zonală distinctă în etajul nemoral. Această fâșie este situată, în întregime, în zonele munților mijlocii și joși, la altitudine de 1000-1400 m și la 1500 m la vest de Olt. Extrazonal, asemenea păduri apar pe versanții sudici, în etajul molidișurilor sau pe lângă văi, în fâșia zonală a făgetelor montane.

Partea cea mai întinsă a arealului ocupat de aceste păduri se află pe latura estică a Carpaților Meridionali, până la Olt. Este format, în principal, din fag la care se asociază, în cele mai mari și variate proporții, bradul și molidul.

➤ etajul boreal (al pădurilor de molid), caracteristic munților mijlocii

Molidișurile, ca formațiune zonală dominantă a acestui etaj, se situează la altitudini de 1400-1850 m. Extrazonal, această formațiune se întâlnește în depresiunile intramontane Petroșani și Loviștei, coborând până la altitudini de 800 m, precum și pe fundul văilor montane înguste, în chei. Aceasta se datorește condițiilor

termice specifice acestor văi, cu fenomene de inversiune termică, care provoacă o inversare a etajelor de vegetație.

În cadrul Carpaților Meridionali, arealul molidurilor este fragmentat în insule și se prezintă sub forma unor benzi ce înconjoară etajul subalpin. Benzile sunt mai înalte în munții cu masivitate mare și pe versanții nordici. Au o structură relativ simplă, fiind formată exclusiv din molid (*Picea abies*), asociat cu exemplare de mesteacăn, paltin de munte, ulm, uneori brad și fag.

➤ **etajul subalpin (al tufărișurilor și rariștilor) cu subetajul rariștilor și subetajul tufărișurilor**

Subetajul tufărișurilor este format îndeosebi din jneapăn, ienupăr, anin verde și smârdar.

Tufărișurile de jneapăn (*Pinus mugo*), constituie formațiunea zonală principală a etajului subalpin. Se întâlnesc la altitudini de 1700-2300 m. În partea inferioară a etajului, formațiunea poate să apară în complex cu rariștele subalpine de molid larice sau zimbri. În partea centrală se întâlnește fără amestec de arbori, iar în partea superioară este înlocuită treptat de tufărișurile de smârdar (*Rhododendron Kotschyi*).

➤ **etajul alpin (al pajiștilor secunde și tufărișurilor pitice)**

Acest etaj se dezvoltă în Carpații Meridionali până la altitudinile cele mai mari, deoarece limita superioară a etajului alpin nu este nicăieri atinsă. Limita inferioară este dată de nivelul superior al etajului alpin, care se află la 2200 m altitudine.

În cadrul acestui etaj se dezvoltă pajiștile alpine care sunt alcătuite din asociații de ierburi scunde, adaptate la frig, uscăciune, vânturi puternice. Formează complexe de vegetație cu tufărișuri scunde alpine, formate din ierburi (*Festuce ovina ssp.scadentica*, *Corex curvula*, *Agrostis rupestris*). Frecvenți pe stâncării sunt lichenii și mușchii (*Poly trichum juni periaum*). Tufărișurile scunde sunt reprezentate de (*Salix herbacea*).

În urma acestei analize a tipurilor de vegetație și desfășurarea lor spațială în cadrul unității geografice a Carpaților Meridionali rezultă că pădurile ocupă cea mai mare suprafață (fig.6).

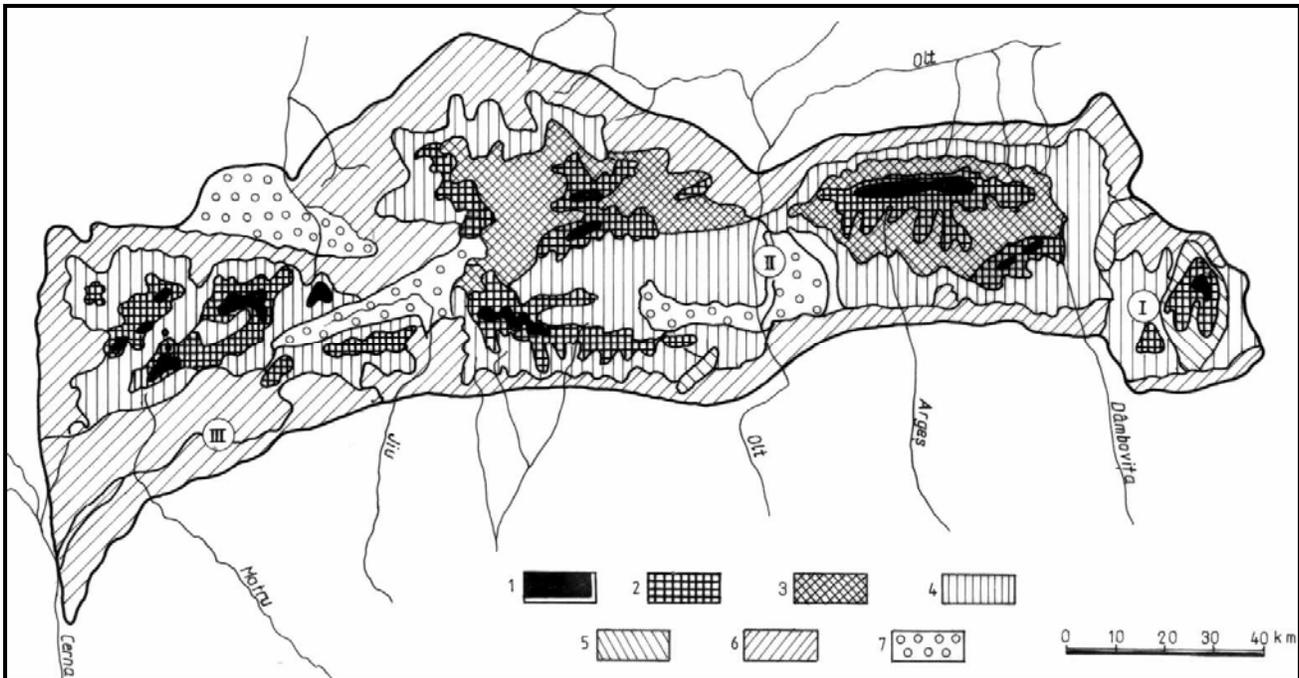


Fig. 6. Zonarea altitudinală a vegetației în Carpații Meridionali (după Atlasul R.S.R., 1979). 1. Pajiști alpine; 2. Tufărișuri și pajiști subalpine; 3. Păduri de molid; 4. Păduri de molid, fag, brad; 5. Pajiști de stâncărie pe conglomerate și calcare; 6. Păduri de fag, gorun; 7. Pășuni și terenuri agricole.

Dintre toate categoriile de formațiuni vegetale, pădurea constituie cea mai expresivă suprafață activă. La nivelul acestei suprafețe active au loc procese diferențiate de transformare a radiației solare în căldură.

Astfel, peste 80 % din razele solare și 15-20 % din precipitații nu ajung la sol, ci sunt reținute de frunze (Fărcaș I., 1993). Aceasta are ca efect creșterea temperaturii și scăderea umezelii relative a aerului la acest nivel.

În comparație însă cu un teren lipsit de vegetație (teren cu arătură, sol gol uscat), vegetația ca și suprafață activă se comportă ca un moderator în sensul că atenuează amplitudinile de oscilație a elementelor climatice (temperatura aerului, umiditatea etc.). Aceasta se produce în mod evident în perioada de vegetație din intervalul călduros al anului și se atenuează în sezonul rece, când vegetația își reduce substanțial rolul de suprafață activă. Astfel, în intervalul cel mai cald al verii, temperatura unei suprafețe acoperite cu vegetație (înerbată) este cu 10-12⁰ C mai redusă decât pe suprafețele lipsite de vegetație (Fărcaș I., 1993).

Funcția de suprafață activă pe care o exercită vegetația se resimte cel mai bine la nivelul spațiului microclimatic și topoclimatic.

În cadrul pădurii, aceasta are următoarele caracteristici sau particularități topoclimatice: regim termic moderat, cu izotermii și inversiuni de temperatură, umezeală mare a aerului și solului, strat de zăpadă uniform, predominarea calmului în interior, circulației locale de tip briză la periferie. Prin rolul său de obstacol în calea maselor de aer, pădurea contribuie la creșterea turbulenței aerului, la mărirea gradului de umezeală a acestuia, la reducerea contrastelor termice, la depunerea neuniformă a stratului de zăpadă, influențând astfel terenurile limitrofe.

Din cele prezentate anterior rezultă că funcția de suprafață activă pe care o exercită vegetația în aria Carpaților Meridionali este puternic resimțită în aria desfășurării pădurilor între 600 și 1850 m.

Pe culmile înalte în etajul alpin, această funcție este puternic diminuată datorită apariției și dezvoltării doar a unui covor erbaceu, peste care se dezvoltă doar o vegetație săracă reprezentată de tufărișuri.

2.1.3. Suprafețele acvatice

Neomogenitatea suprafeței active exprimată prin natura diferită a acesteia, în cazul de față suprafețele acvatice, determină variații specifice a elementelor climatice.

Trebuie să precizăm de la început că bazinele acvatice în zona montană a Carpaților Meridionali au o pondere redusă. Se întâlnesc două tipuri de bazine acvatice: lacuri naturale (glaciare) cu o suprafață totală de peste 100 ha; lacuri artificiale reprezentate prin lacurile de acumulare hidroenergetice.

Suprafețele acvatice își manifestă funcția de suprafață activă numai pe perioada de timp în care oglinda apei nu este acoperită de gheață, în rest, efectele fiind asemănătoare cu cele ale suprafeței din jur.

Aria de manifestare a influenței suprafeței acvatice se reduce la nivelul microclimatului și topoclimatului local. Acestea contribuie la moderarea temperaturii aerului și, în același timp, la mărirea valorilor umidității, nebulozității și a ceții, în mod special. Ca urmare a gradului redus de rugozitate pe care-l posedă aceste suprafețe, se favorizează și creșterea vitezei vântului.

2.1.4. Solul - ca suprafață activă

Condițiile diferite de formare a solurilor, ca urmare a reliefului variat, a vegetației și a climei au dus la apariția în Carpații Meridionali a mai multor tipuri de soluri (vezi subpunctul 1.7.), fiecare cu culoarea, gradul de porozitate, umezeală și conductibilitate calorică proprie, elemente fizice, care influențează direct regimul radiativ-caloric al suprafețelor respective și al straturilor de aer de deasupra lor.

Arealele, în care solul îndeplinește funcție directă de suprafață activă, sunt puține în zona Carpaților Meridionali, evidențiindu-se în primul rând depresiunile intramontane Petroșani și Loviștea și cele submontane: Sibiu, Hațeg, precum și culoarele de vale (culoarul Rucăr-Bran, Oltului), în care, pe suprafețe plane și puțin înclinate, se cultivă solul, fiind astfel o anumită perioadă din an lipsit de vegetație.

Astfel, solurile de culoare închisă, de tipul celor brune, având albedoul mai mic (15-25 %), se încălzesc mai puternic în cursul zilei decât cele de culoare deschisă, din care cauză temperatura aerului din vecinătatea lor este mai mare. Noaptea, aceste soluri de culoare închisă emit radiativ căldură mai intens decât opusul lor și, în consecință, amplitudinea termică diurnă a acestora este mai ridicată.

Solurile umede (după ploaie) - spre exemplu - sau umezite de rouă, având căldură specifică mai mare, se încălzesc mai puțin, determinând astfel un regim termic similar și stratului de aer din apropiere.

2.2. Radiația solară

Este un factor geografic cu rol climatogen deosebit de important, aceasta deoarece energia solară se află la originea majorității fenomenelor fizice, în general, și al celor meteorologice, în particular.

Radiația solară pătrunsă în atmosferă, care ulterior, suferă transformări și ajunsă la nivelul suprafeței terestre, constituie suma algebrică a radiației primite, exprimată prin bilanțul radiativ (după Pop Gh., 1988):

$$Q = S + D - R + A - 2 - T$$

unde:

- S - este radiația solară directă;
- D - radiația difuză;
- R - radiația reflectată (de lungimea de undă mică) de către suprafața solului;
- A - radiația atmosferei emisă în domeniul infraroșu, apreciată la $0,422 \text{ cal/cm}^2$;
- 2 - radiația reflectată din radiația atmosferei (cu lungime mare de undă);
- T - radiația terestră cu o intensitate medie de $0,57 \text{ cal/cm}^2$, considerând temperatura medie a suprafeței terestre de $+15^{\circ}\text{C}$ (288°K).

Această sumă algebrică include drept componente principale bilanțul radiativ la care se adaugă schimbul caloric în sol, schimbul caloric cu atmosfera, schimbul caloric cu suprafețele active în procesele de condensare sau evaporare și schimbul caloric al suprafeței terestre în diverse procese biofizice și biochimice.

2.2.1. Repartiția radiației solare directe în funcție de latitudine și altitudine

Constituie componenta principală a bilanțului radiativ. Această radiație transportă cea mai mare cantitate de energie pe unitate de suprafață, devenind astfel cel mai important factor genetic macroclimatic și microclimatic.

Suprafața activă cu rol de convector preia energia radiativă a soarelui și o transformă în căldură, încălzindu-se. Această căldură se transmite și stratelor atmosferice, determinând astfel încălzirea ei. Încălzirea este inegală, în funcție de latitudine, la nivel macroclimatic și, în funcție de o serie de condiții locale, la nivel microclimatic. Această încălzire inegală a atmosferei în spațiul geografic determină toate procesele climatice (variația temperaturii, precipitațiile, mișcarea aerului sub formă de vânt etc.), rezultând astfel clima unei regiuni.

Repartiția geografică a radiației solare (atât ca intensitate cât și ca valori însumate) depinde de latitudine, de altitudine precum și de caracteristicile fizice ale maselor de aer. Dependența de latitudine se exprimă prin valori diferite ale intensității între nordul și sudul României, determinată de reducerea înălțimii Soarelui deasupra orizontului cu $3-4^{\circ}$. Această situație cauzează scăderea valorilor radiației solare directe cu circa $15 \text{ kcal/cm}^2/\text{an}$ sau 12% în aceleași condiții de transparență atmosferică (tabel 1).

Tabel 1. Variația radiației solare directe pe suprafață normală în funcție de latitudine, sume anuale în kcal/cm^2 și în procente din radiația maximă posibilă. Date calculate. Valori maxime pentru atmosfera transparentă (după Fărcaș, I., 1983).

Latitudinea	(%) din radiația maximă posibilă	Kcal/cm ² /an
44 ⁰ 30' N	53,0	127,894
45 ⁰ N	51,7	124,752
46 ⁰ N	50,0	120,650
47 ⁰ N	48,9	117,996
48 ⁰ 30' N	46,9	113,170

Carpații Meridionali fiind așezați între 44⁰ 40' latitudine N și 45⁰ 52' latitudine N, vor primi o cantitate de radiație directă pe o suprafață normală de circa $127,5 \text{ kcal/cm}^2/\text{an}$ în partea sudică și circa $120,5 \text{ kcal/cm}^2/\text{an}$ în partea nordică. Din diferența făcută dintre aceste două valori rezultă o variație în plan orizontal în funcție de latitudine de circa $7 \text{ kcal/cm}^2/\text{an}$. Reducerea este mai pronunțată vara și mai slabă iarna.

Referitor la dependența insolației de altitudine, datele înregistrate la stațiile meteorologice din Alpi și Caucaz, precum și cele obținute prin măsurători și calcule în masivele Bucegi și Ceahlău, arată o creștere a intensității radiației solare directe pe suprafață normală pînă la valori de 1,5 cal/cm²/min în orele de amiază la înălțimi de peste 200 m, și 1,6 cal/cm²/min la peste 2500 m altitudine. Această creștere este mai mare cu circa 25-30 % față de baza muntelui (tabel 2).

Tabel 2. Intensitatea medie orară a radiației solare directe pe suprafață normală în cal/cm²/min la diferite altitudini (în aceleași condiții de orientare a suprafeței) (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	orele						
	6	8	10	12	14	16	18
Stația București (Afumați)							
Iarna	-	0,454	0,985	1,096	0,987	0,517	-
Primăvara	0,709	1,039	1,223	1,266	1,210	1,009	0,588
Vara	0,695	1,039	1,180	1,214	1,186	1,015	0,656
Toamna	-	0,854	1,109	1,179	1,110	0,774	-
Stația Fundata							
Iarna	-	-	1,070	1,080	0,935	-	-
Primăvara	-	1,080	1,340	1,430	1,445	1,285	-
Vara	1,035	1,150	1,320	1,450	1,440	1,345	0,950
Toamna	-	1,080	1,390	1,430	1,440	1,340	-
Stația Vf. Omul							
Iarna	-	0,680	1,360	1,373	1,295	0,648	-
Primăvara	-	1,330	1,575	1,600	1,550	1,335	0,678
Vara	1,035	1,374	1,520	1,554	1,450	1,375	0,935
Toamna	-	1,163	1,518	1,575	1,523	1,160	0,580

Creșterea se exprimă cu ajutorul gradientilor verticali ai intensității radiației solare, dependenți de înălțime, de opacitatea atmosferică și de unghiul de înălțime a Soarelui.

Gradientul de creștere este mai mare în partea inferioară a versantului și mai mic în partea superioară, pe măsură ce se trece la atmosfera pură, din stratele de aer care nu se află în contact direct cu suprafața terestră.

În cadrul stratului atmosferic cuprins de un plafon noros, la același unghi de incidență a razelor solare, gradientul este de 0,027 cal/cm²/min/100 m, iar deasupra acestui plafon gradientul scade la 0,017 cal/cm²/min/100 m.

Gradientii pe versant mai depind de opacitatea atmosferei și de unghiul de înălțime al Soarelui. Valorile cele mai mari ale gradientilor apar la înclinări mici, sub 30⁰, după care, aceștia scad. În masa opacă scăderea se produce de la 0,033 cal/cm²/min/100 m, pentru unghi mai mic de 30⁰, până la 0,021 cal/cm²/min/100 m la unghi de înclinare de 50⁰. Pentru altitudini apropiate de 2500 m, gradientul scade de la 0,023 cal/cm²/min/100 m, pentru un unghi de 20⁰, pînă la 0,016 cal/cm²/min/100 m, pentru un unghi de 50⁰.

Variația anuală a radiației solare în ariile montane înalte ale Carpaților Meridionali este puternic influențat de regimul nebulozității.

În sezonul rece, culmile înalte primesc un surplus apreciabil de radiație solară directă, deoarece acestea rămân mai mult timp însorite (fiind situate deasupra norilor stratiformi, care se dezvoltă la altitudini mai mici). Surplusul este mai mare iarna (circa 60 %) și ceva mai redus toamna (25 %).

Primăvara și vara culmile muntoase sunt, de obicei, acoperite de nori cumuliformi în timpul zilei, ceea ce face ca sumele lunare și anotimpurile să fie mai mici (cu 25-30 %), în comparație cu regiunile joase, când în această perioadă predomină timpul senin (tabel 3).

Tabel 3. Sumele anotimpuale și anuale ale radiației solare directe pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	Stația București	Afumați	Stația Vârful Omul	Stația Vf. Omul*
	Suma (kcal/cm ²)	(%)	Suma (kcal/cm ²)	(%)
Iarna	10,532	8,23	16,663	158,20
Primăvara	36,141	28,26	27,142	75,10
Vara	54,786	42,84	38,045	69,44
Toamna	26,435	20,67	33,051	125,02
Anual	127,894	100,0	114,900	89,94

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

Un alt aspect important al regimului anual al radiației este faptul că distribuția sumelor de radiație în cursul anului este mult mai uniformă pe culme decât la baza muntelui.

2.2.1.1. Radiația solară pe suprafețe cu diferite orientări

Intensitatea radiației solare directe pe suprafețe cu orientări și înclinări diferite, depind de nebulozitate și transpirația plantelor, care constituie o importantă sursă de umiditate.

Nebulozitatea determină perturbații în mersul valorilor și diferențieri cantitative între diferitele suprafețe (fig.7).

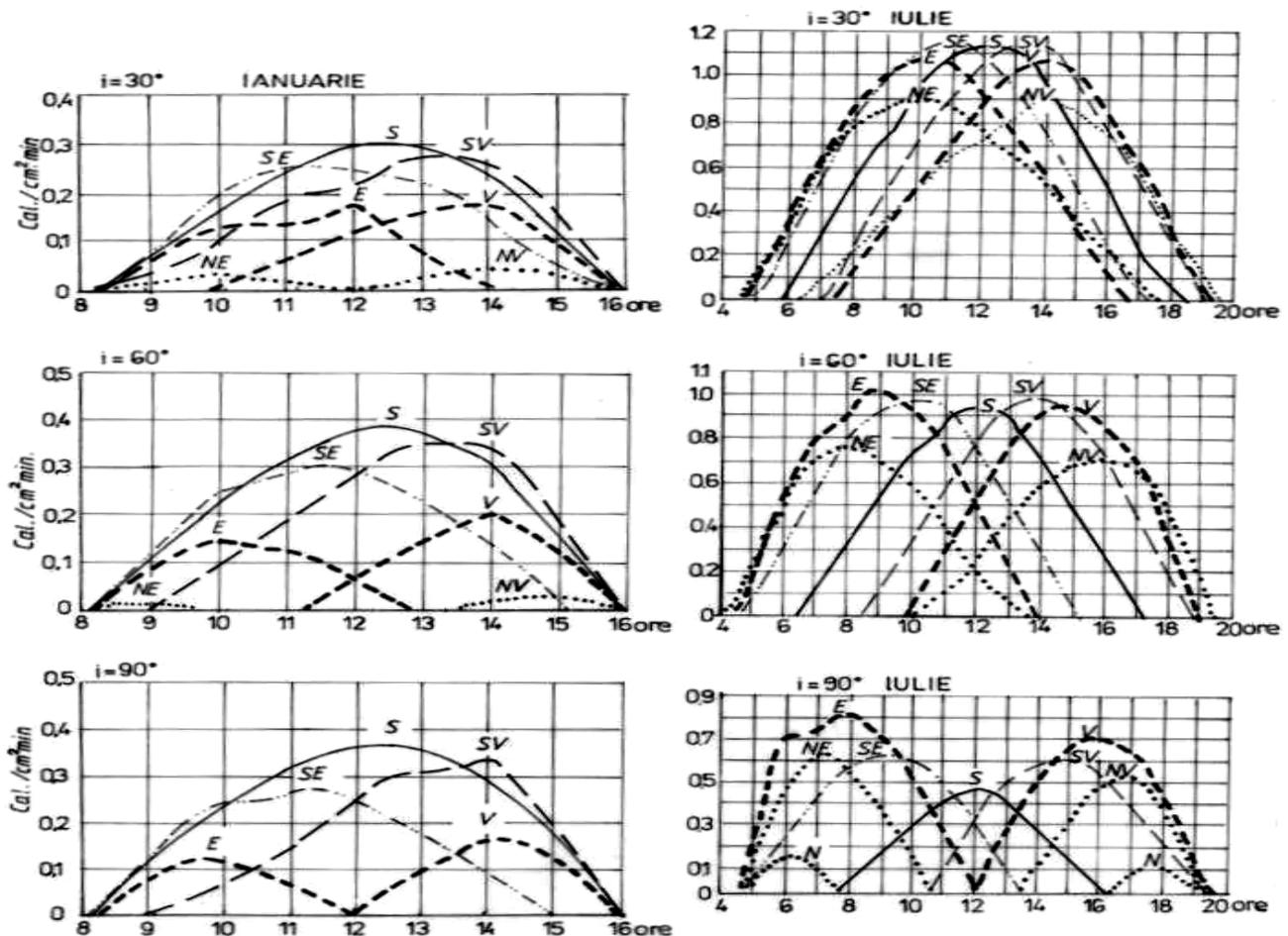


Fig. 7. Intensitatea medie orară a radiației solare directe pe suprafețe cu orientări și înclinări diferite pentru nebulozitate mijlocie, în prima zi a lunii, valori calculate (după Fărcaș, I., 1983).

Influența nebulozității este mai puternică pentru suprafețe din sector nordic, ale căror valori sunt mai atenuate, cu deosebire în lunile de iarnă. Pe suprafețele orientate spre sud, influența este mai slabă la care, în acest caz, se păstrează aspectul simetric al regimului (în condițiile unei atmosfere transparente, regimul zilnic și anual se caracterizează printr-o evoluție simetrică față de momentele astronomice), cu o deplasare totuși a maximei mai pronunțată în timpul iernii, până spre ora 13. Pentru suprafețele perechi cu orientări E-V; NE-NV și SE-SV perturbațiile sunt, de asemenea, mai pronunțate: în acest caz, intensitatea maximă este mai scăzută pe suprafețele din sector estic decât pe cel vestic, în timpul iernii. Cauza constă în aceea că momentul astronomic al maximei în sectorul estic coincide cu valoarea mai crescută a nebulozității de tip stratiform din prima jumătate a zilei, specifică sezonului rece. În schimb, suprafețele din sectorul vestic sunt avantajate în acest sezon, deoarece momentul astronomic al maximei coincide cu nebulozitatea minimă din orele de după amiază. În sezonul cald situația se inversează; în acest sezon sunt mai avantajate suprafețele cu expunere E, NE, SE, decât cele expuse spre V, NV și SV. Această situație se datorează faptului că momentul astronomic al maximei radiative în sector vestic coincide cu nebulozitatea maximă de tip convectiv din primele ore de după amiază, care contribuie la atenuarea valorii intensității.

Regimul zilnic al radiației solare directe pe suprafețe cu diferite orientări se caracterizează prin deosebirea a trei tipuri de suprafețe (în condiții de transparență uniformă a atmosferei) (după Fărcaș I., 1983):

Tipul I, cu regim zilnic asemănător suprafeței orizontale. Maximul apare la ora 12, față de care se produc creșteri sau descreșteri accentuate. Acest regim este caracteristic suprafeței sudice.

Tipul II, este caracteristic suprafețelor perechi cu orientare simetrică (E-V; NE-NV; SE-SV). Intensitatea maximă se produce înainte, respectiv după ora amiezii. Se constată, totodată, o deplasare a maximelor spre orele de dimineață și seară, cu atât mai pronunțată cu cât crește unghiul de înclinare. Deplasarea este mai pronunțată pe suprafețe din sectorul nordic (NE, NV) și mai slabă la cele din sectorul sudic (SE, SV). De asemenea, deplasarea este mai mare la solstițiul de vară și mai redusă la solstițiul de iarnă.

Tipul III, caracteristic suprafețelor cu orientare nordică. Aceasta se comportă ca o suprafață orizontală la solstițiul de iarnă, cu maxime la ora 12. Vara apar două maxime, înainte și după amiază. Ele sunt cu atât mai mult deplasate spre orele de dimineață și seara, cu cât panta este mai mare.

Regimul anual este, de asemenea, condiționat de pantă, orientare, nebulozitate. Se pot distinge două tipuri fundamentale de regim (după Fărcaș I., 1983):

Tipul I este caracteristic suprafețelor din sector nordic și suprafețelor orientate spre est și vest. Are un singur maxim la solstițiul de vară și un minim la solstițiul de iarnă.

Tipul II este caracteristic suprafețelor din sector S, SE, SV, cu două maxime la echinocții și două minime la solstiții.

Pe anotimpuri, regimul radiației directe este următorul (după Fărcaș I., 1983):

➤ iarna, cele mai favorizate sunt suprafețele orientate spre S, SE, SV, cu înclinări peste 60° .

Radiația solară cumulată pe aceste suprafețe reprezintă peste 200 % din valoarea primită de suprafața orizontală. Suprafețele cu orientare E și V se situează pe locul doi în ceea ce privește energia primită. Suprafețele din sector nordic ocupă ultimul loc cu valori care scad brusc la zero, în primele 30° de înclinare.

➤ primăvara și toamna, prioritățile se păstrează, diferă doar în raport de unghiul de înclinare la care se atinge valoarea maximă.

Pe suprafața orientată spre sud sumele maxime zilnice cumulate aici cresc la 140-150 % din cantitatea de radiație pe suprafață orizontală și se ating la înclinări de 40° în aprilie și 50° în octombrie. Pe suprafețele orientate spre sud-est și sud-vest maximele apar la 35° înclinare în aprilie și 40° în octombrie circa 125-130 % din valoarea acumulată pe suprafața orizontală. Suprafețele din sector nordic se plasează pe ultimele locuri.

➤ vara se constată o scădere generală a valorilor cumulate de suprafețele cu diferite înclinări, pe măsura creșterii pantei.

Valorile mai crescute decât pe suprafața orizontală apar numai pe suprafețe orientate spre sud cu înclinări mai mici de 30° și pe suprafețele orientate spre sud-est și sud-vest cu înclinări sub 20° .

2.2.2. Radiația difuză

Datorită opacității atmosferei, o bună parte din radiația solară ajunge la suprafața terestră sub formă de radiație difuză.

Înălțimea nivelului de condensare, grosimea stratului de nori și a masei opace, determină ca versanții Carpaților Meridionali să beneficieze mai puțin de radiația solară directă și mai mult de radiația difuză. Transparența accentuată a atmosferei de deasupra nivelului de condensare - a cărei înălțime variază în timpul anului (cuprins între 1600-1800 m altitudine) - face ca pe culmile și platourile înalte, ponderea radiației difuze să scadă mult în favoarea radiației directe.

Regimul anual al radiației difuze are un mers diferențiat, în funcție de altitudinea locului. În arealele joase ale Carpaților Meridionali regimul este asemănător cu cel din regiunile de dealuri și câmpie. În aceste areale, în perioada solstițiului de vară, valorile radiației difuze se mențin ridicate (0,25-0,30 cal/cm²/min), aceasta din cauza creșterii importante înregistrată de radiația directă.

Aportul radiației difuze la fluxul radiației globale crește spre solstițiul de iarnă când, la ora 12, poate depăși 70 %, iar văile adânci și înguste cu expunere nordică să nu primească deloc radiația solară directă.

Odată cu creșterea altitudinii, intensitatea radiației solare difuze crește, atingându-se maximul la altitudini la 1000-1800 m, unde este situat nivelul optim de condensare. Valorile intensității sunt dependente, în acest caz, de gradul de nebulozitate (nu numai), ci și de structura microfizică, de densitatea și forma norilor. Astfel, norii stratiformi (As) cu densitate redusă determină o creștere puternică a radiației difuze, valorile putând depăși anual 0,5-0,7 cal/cm² min.

Pe culmile și platourile înalte peste 2000 m altitudine, intensitatea radiației difuze scade mult în favoarea radiației directe, ea menținându-se, totuși, mai ridicată în perioada rece a anului, când există un strat continuu de zăpadă, în special proaspătă. Aceasta reflectă intens radiația solară directă măbind intensitatea radiației difuze.

2.2.3. Radiația totală

Variația în timp și în suprafață a radiației solare globale depinde de mai mulți factori, mai importantă fiind nebulozitatea, durata de strălucire a Soarelui, latitudinea geografică, altitudinea etc.

În arealul Carpaților Meridionali, regimul anual al sumelor lunare ale radiației globale este diferit de cel din regiunile de câmpie (tabel 4).

Tabel 4. Sumele anotimpuale și anuale ale radiației solare globale pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	Stația București	Afumați	Stația Vârful	Omul	Stația Vf. Omul*
	Suma (kcal/cm ²)	(%)	Suma (kcal/cm ²)	(%)	(%)
Iarna	12,4	9,8	12,1	11,6	97,6
Primăvara	36,9	29,4	29,3	28,2	79,4
Vara	51,6	41,2	41,3	39,7	80,1
Toamna	24,5	19,6	21,3	20,5	87,7
Anual	125,3	100,0	104,0	100,0	83,7

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

Iarna, culmile munților situate deasupra norilor stratiformi rămân, deseori, descoperite, fapt pentru care valorile sunt apropiate de cele din arealele joase, în decembrie și ianuarie. Vara, în cea mai mare parte a zilei, culmile sunt umbrite de nori cumuliformi, din care cauză sumele radiației totale sunt mai mici decât la câmpie (80 % din suma înregistrată în câmpie).

Pe timp senin însă, intensitatea radiației solare globale crește în arealul montan al Carpaților Meridionali, față de regiunile joase limitrofe, datorită transparenței mai mari a aerului. În funcție de condițiile amintite, sumele lunare în arealele montane depășesc cu circa 1/2 Kcal/cm² valoarea corespunzătoare din regiunile joase, în timpul iernii.

Diferența între regiunile joase și arealul montan al Carpaților Meridionali este mai mare în timpul iernii (în munții mijlocii avem diferențieri chiar în cazul sumelor anotimpuale), ele estompându-se pe culmile înalte. Dimpotrivă, în sezonul cald, diferențele sunt negative, ele fiind tot mai mari pe măsura creșterii în altitudinii. Foarte reduse se mențin, iarna, sumele lunare ale radiației globale în văile adânci și în depresiunile intramontane din cadrul Carpaților Meridionali, unde se acumulează și persistă norii stratiformi și ceața, iar

orizontul este redus de masivele muntoase înalte, care reduc durata insolației pe timp senin. La partea inferioară a versanților de sub vânt, ca efect al înseninărilor produse de procesele de föhn, sumele radiației totale cresc apreciabil. Asemenea fenomene sunt întâlnite frecvent, în părțile sudice ale Carpaților Meridionali.

Sumele anuale prezintă astfel o distribuție azonală strâns legată de condițiile fizico-geografice locale. În cadrul Carpaților Meridionali sumele anuale ale radiației globale sunt de 112 Kcal/cm²/an - în părțile joase - și scad la 110 Kcal/cm²/an în zona înaltă. Pe platourile și culmile înalte la peste 2500 m altitudine valorile scad sub 110 Kcal/cm²/an (Vârful Omul 104,9 Kcal/cm²/an).

2.2.4. Radiația reflectată

Este cunoscut faptul că, din întreaga cantitate de energie solară, numai o parte este preluată și transformată selectiv de suprafața activă în energie calorică, restul fiind reflectată. Datorită structurii fizice a suprafeței active, energia este reflectată, în general, difuz. Raportul dintre radiația reflectată și incidentă este exprimat prin albedou (în %).

Valoarea albedoului depinde de natura și caracteristicile fizice ale suprafeței active subadiacente (culoare, rugozitate), de prezența și particularitățile învelișului vegetal, existența stratului de zăpadă.

Variația anuală a albedoului depinde de modificările proprietăților suprafeței active. În cadrul Carpaților Meridionali, valorile anuale ale albedoului variază în funcție de altitudine și anotimp. În cadrul munților mijlocii acoperiți cu păduri de foioase, unde albedoul crește iarna în prezența stratului de zăpadă, variația este moderată (valori medii anuale sub 40 %).

Variațiile cele mai mici apar pe porțiunile acoperite cu păduri de conifere cu frunze persistente. În zonele montane înalte dincolo de limita superioară a pădurilor (1800-1850 m) valoarea albedoului crește mult, datorită persistenței lungi a stratului de zăpadă. Astfel, la stația Vârful Omul se înregistrează o medie anuală de 49 % (tabel 5).

Tabel 5. Variația altitudinală a albedoului mediu (%) (după Fărcaș, I., 1983).

Stația	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
București-Afumați	69	70	45	34	18	18	18	18	18	18	46	71	37,9
Cluj-Napoca	69	70	45	34	18	18	18	18	18	18	46	69	36,6
Vârful Omul	80	95	75	60	30	21	20	18	21	30	60	75	48,7

În cazul sumelor anuale ale radiației reflectate cele mai mari valori sunt localizate, de asemenea, pe platourile înalte ale masivelor și culmilor care depășesc 1900-2000 m, aceasta datorită zăpezii, care are o perioadă mai lungă de persistență în aceste zone (tabel 6).

Tabel 6. Sumele anotimpuale și anuale ale radiației solare reflectate pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	Stația București Afumați	Stația Vârful Omul	Stația Vf. Omul*		
	Suma (kcal/cm ²)	(%)	Suma (kcal/cm ²)	(%)	(%)
Iarna	8,6	24,5	10,2	24,7	118,6
Primăvara	11,1	31,6	15,4	37,4	138,7
Vara	9,9	28,2	8,5	20,6	86,2
Toamna	5,5	15,7	7,1	17,3	129,1
Anual	35,1	100,0	41,2	100,0	117,9

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

Cele mai mari valori anotimpuale se produc primăvara, în zona montană înaltă, acestea atingând 15 Kcal/cm² și se reduc în zonele montane mai joase, unde se intensifică fenomenul de absorbție.

Valorile medii anuale sunt și cele mai crescute în zonele montane înalte, în comparație cu cele joase, obținându-se un surplus de circa 17 %.

2.2.5. Radiația absorbită

Eliminând valoarea albedoului din fluxul radiației globale, se poate cunoaște cantitatea de energie solară preluată și expusă transformării în energie calorică, de către suprafața activă.

Mersul anual al sumelor radiației absorbite urmărește foarte aproape mersul radiației globale.

În cadrul Carpaților Meridionali există diferențieri evidente între zona montană înaltă și cea joasă. Această diferențiere este dată de durata persistenței stratului de zăpadă, tipul de vegetație existent în zonă, intensitatea radiației globale. Astfel, radiația absorbită este foarte redusă în anotimpul de iarnă, mai ales în zona montană înaltă, unde se înregistrează valori de 1,8 Kcal/cm² (48 %), din valoarea înregistrată în zonele joase de câmpie (tabel 7).

Tabel 7. Sumele anotimpuale și anuale ale radiației solare absorbite pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I.,1983).

Anotimp	Stația București	Afumați	Stația Vârful Omul	Stația Vf. Omul*	
	Suma (kcal/cm ²)	(%)	Suma (kcal/cm ²)	(%)	
Iarna	3,7	4,1	1,8	2,8	48,6
Primăvara	25,8	28,2	13,9	21,7	53,9
Vara	43,1	47,1	33,2	51,8	77,0
Toamna	18,8	20,6	15,2	23,7	80,9
Anual	91,4	100,0	64,1	100,0	70,1

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

În celelalte anotimpuri, radiația absorbită crește apreciabil, în special, în zonele joase, unde se produce dezghețul mai timpuriu. În zone montane înalte, energia solară absorbită în anotimpul de primăvară, se menține scăzută în continuare, datorită persistenței stratului de zăpadă, creindu-se diferențieri mari, în repartitia ei teritorială (13,9 Kcal/cm² la Vârful Omul).

La sfârșitul primăverii și începutul verii, o parte apreciabilă din radiația totală asigură topirea ultimelor pete de zăpadă, uscarea solului în urma căderilor de precipitații, crescând astfel valoarea radiației absorbite până la valori de 15-20 Kcal/cm².

În perioada de vară, cea mai mare parte a radiației solare absorbite revine proceselor termice de încălzire a stratelor superficiale ale solului, cantitatea radiației absorbite crescând până la 33 Kcal/cm², în zona montană înaltă.

Sumele anuale ale radiației absorbite de suprafața activă scad odată cu creșterea altitudinii în Carpații Meridionali din cauza creșterii nebulozității, a reducerii cantității de radiație totală recepționată și a persistenței stratului de zăpadă.

La limita superioară a pădurii, unde stratul de zăpadă durează până la 8 luni din an, radiația absorbită se reduce la circa 64 Kcal/cm²/an.

2.2.6. Radiația efectivă

Diferența dintre energia cedată radiativ de suprafața activă a atmosferei și cea emisă de atmosferă spre suprafața activă, reprezintă radiația efectivă. Valoric, radiația efectivă este excedentul de energie calorică cedată radiativ de suprafața terestră atmosferei, fără a putea fi recuperată de către aceasta prin cea emisă de atmosferă sub formă de contraradiație.

Regimul anual al radiației efective în Carpații Meridionali depinde de înălțime. La altitudini mici, până la 1500-1700 m, corezpunzând munților mijlocii, acesta este asemănător cu cea din zonele joase: maxima apare vara, în iulie iar minima în ianuarie. Pe culmile înalte radiația efectivă este mai crescută decât în zonele joase în timpul iernii și mai scăzută vara (tabel 8).

Această răsturnare corespunde cu inversarea regimului de nebulozitate: culmile înalte, situate deasupra plafonului noros stratiform primesc un surplus de radiație comparativ cu zonele joase, pe care îl pierd însă, prin răcirea radiativă intensă, în condițiile de transparență mare de la aceste înălțimi.

Tabel 8. Sumele anotimpuale și anuale ale radiației solare efective pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	Stația București	Afumați	Stația Vârful Omul	Omul	Stația Vf. Omul*
	Suma (kcal/cm ²)	(%)	Suma (kcal/cm ²)	(%)	(%)
Iarna	7,7	20,2	8,7	20,1	113,0
Primăvara	2,9	7,6	10,1	23,7	78,3
Vara	15,6	40,8	12,4	29,3	79,5
Toamna	12,0	31,4	11,2	26,5	93,3
Anual	38,2	100,0	42,4	100,0	87,6

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

Vara, dimpotrivă, nebulozitatea crescută de tip cumuliform, amortizează atât primirea cât și pierderea de radiație.

În felul acesta, valorile lunare ale radiației efective pe culmile înalte sunt mai mari decât în zonele joase în timpul iernii și mai mici vara. Acestea sunt cuprinse între 4,4 Kcal/cm², în luna iulie și 2,8 Kcal/cm², în luna februarie (fig. 8).

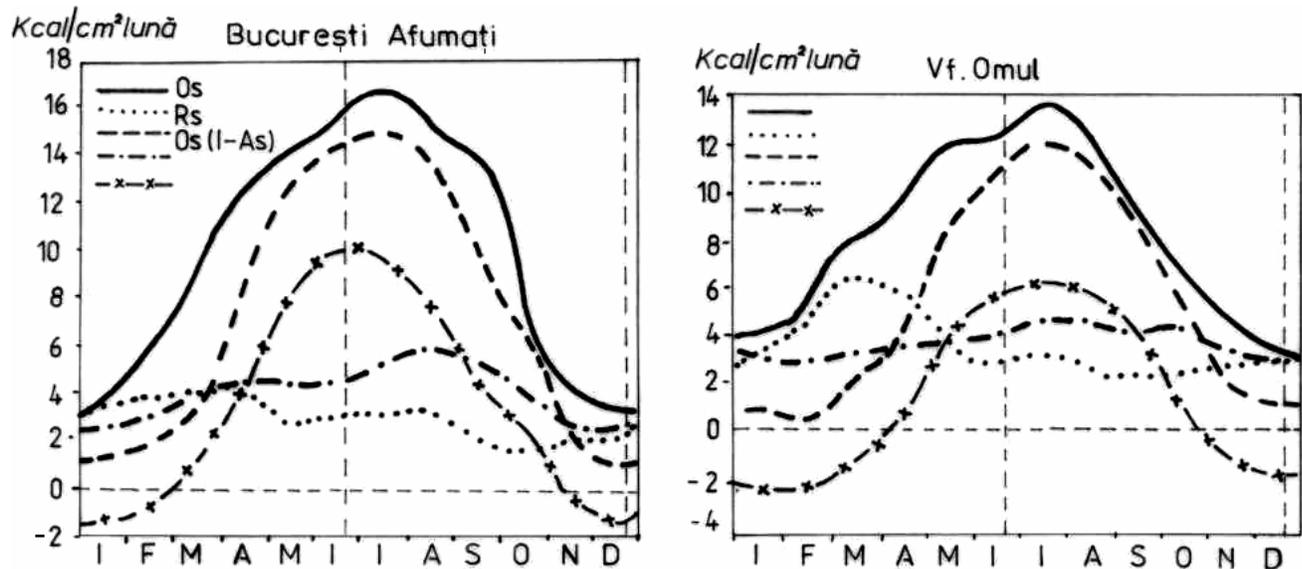


Fig. 8. Variația anuală a elementelor bilanțului radiativ. Analiză comparativă între stația București-Afumați și stația Vârful Omul (după Fărcaș, I., 1983).

2.2.7. Bilanțul radiativ

Cunoscând aportul și pierderile energetice care se produc într-o regiune, se poate stabili bilanțul radiativ - mărime care exprimă generalizat procesele de schimb energetic ce au loc la nivelul suprafeței active.

În ceea ce privește arealul Carpaților Meridionali, acesta se caracterizează printr-un regim specific al bilanțului radiativ. Acesta este influențat de nebulozitate, prin efectul de ecranare, care reduce astfel parțial sau total radiația solară directă. Norii pot influența în mare măsură bilanțul radiativ și prin albedoul lor ridicat, care fac să crească intensitatea radiației difuze. Regimul specific este dat de valorile negative, care se produc în zona montană înaltă (-2,5 Kcal/cm²/lună, în februarie la Vârful Omul). Perioada cu valori negative durează (în special, dincolo de limita superioară a pădurilor) din a doua decadă a lunii octombrie până la mijocul lunii aprilie (vezi fig. 8). Totodată, se constată deplasarea valorilor pozitive spre a doua parte a verii, maxima la Vârful Omul producându-se, în luna iulie, circa 6,1 Kcal/cm²/lună.

Datele anotimpuale calculate indică reducerea substanțială a valorilor bilanțului radiativ pe culmile muntoase ale Carpaților Meridionali, față de zonele joase. Reducerea cea mai importantă apare în timpul

iernii și primăvara, valorile fiind cu peste 70 % mai mici la stațiunea Vârful Omul decât la stația București-Afumați. Reducerea este mult mai slabă vara și toamna (tabel 9).

Tabel 9. Sumele anotimpuale și anuale ale bilanțului radiativ caloric pe suprafața normală la Stația Vârful Omul comparativ cu datele de la Observatorul București-Afumați (după Fărcaș, I., 1983).

Anotimp	Stația București Afumați	Stația Vârful Omul	Stația Vf. Omul*
	Suma (kcal/cm ²)		
Iarna	- 4,0	-9,3	- 172,5
Primăvara	12,9	29,9	22,5
Vara	27,5	63,7	62,2
Toamna	6,8	15,7	41,2
Annual	43,2	100,0	36,8

*Valorii deduse din radiația primită la Observatorul București-Afumați.

2.3. Circulația generală a atmosferei

Un factor geografic deosebit de important care determină caracterul climei pe teritoriul României și a subunităților geografice din cadrul teritoriului național este circulația generală a atmosferei.

Cercetările referitoare la circulația aerului deasupra Europei au pus în evidență faptul că, în afara vânturilor de vest, caracteristice latitudinilor mijlocii, se mai pot întâlni și alte orientări ale circulației atmosferice, cum sunt: circulația meridională, care se realizează din direcția nordică sau sudică; circulația de blocare. Circulația vestică, circulația polară, circulația tropicală, circulația de blocare din stratele inferioare ale atmosferei, au implicații directe asupra vremii și climei României, precum și asupra Carpaților Meridionali, care se constituie ca o subunitate geografică distinctă în cadrul teritoriului național (fig. 9).

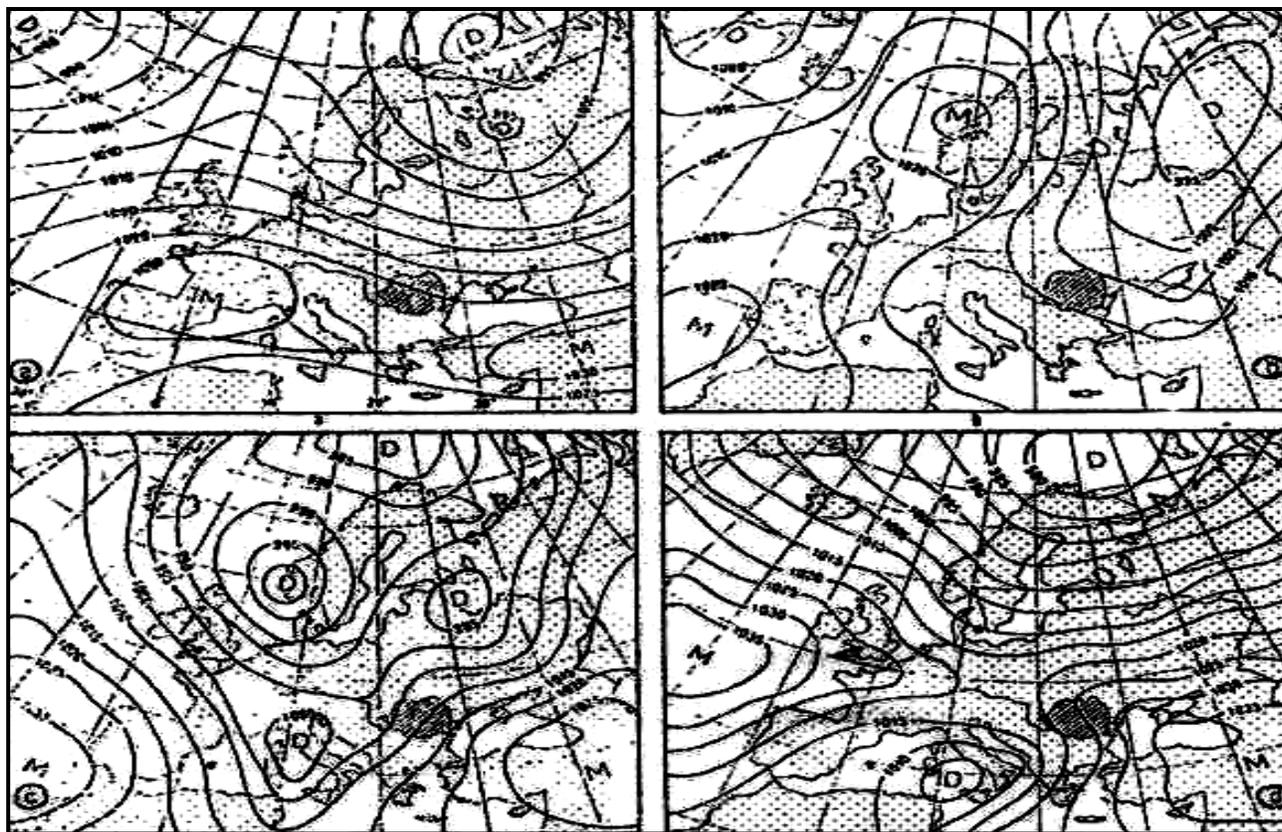


Fig. 9. Tipuri majore de circulație a atmosferei deasupra Europei (după tratatul de Geografie Fizică a României, vol. I., 1983): a). vestică; b). polară; c). tropicală; d). de blocare.

2.3.1. Circulația zonală sau vestică

Aceasta este forma cea mai importantă de circulație pentru continentul european, în ansamblu, și, pentru teritoriul României, în particular (vezi fig. 5a). Are o frecvență crescută de 164 zile/an, reaspectiv 45 % din totalul cazurilor. Se caracterizează printr-o mare stabilitate, fiind prezentă atât vara cât și iarna. Frecvența maximă se produce în luna august (58 %) și martie (44 %), iar minimă, în luna iunie (24 %). Acest tip de circulație se formează în condițiile existenței unui câmp de mare presiune atmosferică deasupra părții de sud a continentului și a unei zone depresionare în regiunile nordice. Vremea rezultată în urma acestui tip de circulație este, în general, umedă și închisă, cu precipitații frecvente. Iernile sunt mai blânde, cu temperaturi mai ridicate. Precipitațiile montane sunt și sub formă de lapoviță și ninsoare în zona montană înaltă. Anotimpul de vară este ceva mai răcoros, datorită invaziilor de mase de aer oceanic. Instabilitatea accentuată a acestora determină căderea precipitațiilor abundente sub formă de averse, însoțite de descărcări electrice, îndeosebi în regiunile de munte.

2.3.2. Circulația polară

Circulația polară este o formă importantă a mișcărilor aerului, care acționează în sensul eliberării potențialului energetic dintre latitudinile superioare și inferioare (fig. 5b). Are o frecvență de 110 zile pe an, respectiv 30 % din cazuri. Apariția circulației polare este favorizată de dezvoltarea și extinderea către Islanda a anticiclonei Azorelor. Deasupra celei mai mari părți a Europei se formează o vastă zonă depresionară, cu nuclee secundare în bazinul mediteranean. Această situație a centrilor barici determină formarea unor curenți de aer de la nord către sud (nord-vest spre sud-est), care transportă aerul polar până în bazinul mediteranean. Pătrunderea aerului polar de origine oceanică determină o scădere pronunțată a temperaturii, creșterea nebulozității și a cantităților de precipitații căzute, atât iarna cât și vara, când au caracter de averse. Uneori pot apărea situații când dorsala anticiclonei Azorice se unește cu anticiclona situată în mările polare sau cel cantonat deasupra platourilor înalte înghețate ale Groenlandei sau deasupra Peninsulei Scandinave. Această situație determină ca peste Europa Centrală să pătrundă dinspre nord, din bazinul polar, mase de aer care pot produce o scădere pronunțată a temperaturii. Acest tip de circulație provoacă răcirile de primăvară, vară și toamnă, iar iarna temperaturi foarte coborâte (îndeosebi în depresiunile intracarpătice). Uneori, pot să dea căderi abundente de zăpadă, însoțite de viteze mari ale vântului de 100-150 km la oră, care viscoleşte zăpada.

2.3.3. Circulația tropicală

Acest tip de circulație asigură transportul excesului de căldură din regiunile tropicale în cele polare (fig. 5c). Circulația tropicală deasupra continentului european și mai cu seamă deasupra părții de sud-est a acestuia, are o durată de 55 zile pe an, ceea ce reprezintă o frecvență anuală de 14 %. Teritoriul României și, implicit, versantul sudic al Carpaților Meridionali, care constituie o veritabilă barieră orografică în calea maselor de aer tropicale, sunt influențate de acestea, fie din direcția sud-vestică (când aerul tropical trece pe deasupra Mării Mediterane, aducând o cantitate substanțială de vapori de apă), fie din direcția sud-estică (când trece peste Asia Mică, ajungând deasupra României sub forma unui aer mai cald și sărac în precipitații). În perioada rece a aerului, transportul aerului cald din nordul Africii, peste Marea Mediterană, determină apariția iernilor blânde și cu precipitații abundente. Vara, transportul de aer fierbinte din sud-est determină vreme frumoasă și caldă, cu perioade de secetă, iar cel de aer maritim - tropical din sud-vest - vreme instabilă, cu averse și descărcări electrice.

2.3.4. Circulația de blocare

Aceasta reprezintă o formă importantă de circulație pentru Europa, mai ales pentru partea de sud-est a continentului (fig. 5d). Are o durată de 36 zile pe an (circa 10 %) fiind prezentă în toate lunile anului. Frecvența maximă apare toamna (19 % în luna octombrie), iar cea minimă iarnă și primăvara (9 % în aprilie). Circulația de blocare se instalează când deasupra continentului european se formează un regim de presiune ridicată, care deviază perturbațiile ciclonice ce apar în Oceanul Atlantic către nordul și nord-estul Europei, blocând direcția de deplasare spre partea centrală și sud-estică a acesteia. În acest timp, regiunile centrale și

de sud-est ale continentului se găsesc într-un câmp de presiune atmosferică ridicată, prezent atât la înălțime, cât și la nivelul suprafeței terestre. Vremea deasupra celei mai mari părți a continentului și în mod deosebit deasupra României este frumoasă, călduroasă și secetoasă în perioada caldă a anului. În perioada rece, vremea este închisă și umedă, însă fără precipitații însemnate cantitativ.

2.3.5. Principalele sisteme barice deasupra Europei și influența lor asupra climei Carpaților Meridionali

Fiecare din tipurile principale ale circulației aerului menționate are, la rândul său, mai multe variante, în funcție de poziția și de intensitatea principalelor sisteme barice, care le generează și le influențează permanent. Acestea sunt: anticicloul azoric, cicloul islandez, anticicloul ruso-siberian, cicloul mediteranien, anticicloul groenlandez, anticicloul scandinav, anticicloul nord-african, anticicloul arab.

Situarea centrilor barici amintiți față de unitatea geografică a Carpaților Meridionali determină condiții sinoptice concrete, precum și procesele de advecție ale diferitelor mase de aer, modificând mecanismul variabil și foarte complex al circulației generale a atmosferei.

2.3.5.1. Anticicloul Azoric

Se dezvoltă deasupra Oceanului Atlantic între 20⁰ și 40⁰ latitudine N. Acesta este, de fapt, un nucleu secundar de presiune ridicată, format în partea estică a vastului anticiclou atlantic, centrat peste insulele Azore. Este de origine dinamică, energia care îl alimentează constând din aerul cald subtropical, ce pătrunde la aceste latitudini prin păturile mijlocii ale atmosferei. În anotimpul cald, acesta are o poziție mai nordică față de zona de origine, prezentând adesea pulsații până în Scandinavia și, spre est, deasupra Mării Mediterane.

2.3.5.2. Cicloul Islandez

Se formează pe frontul polar în nordul Oceanului Atlantic în zona sud-vestică a Insulei Islanda. Este generat și activat de curenți reci, polari. Acțiunea sa este strâns corelată cu cea a anticicloului azoric, într-o reciprocitate inversă. Are o activitate și extensiune maximă iarna, atingând uneori adâncimea cicloului tropical (960 mb), ca urmare a deplasării către sud a anticicloului azoric. Vara are o arie de acțiune restrânsă, limitându-se la regiunile nordice ale Europei.

2.3.5.3. Anticicloul Siberian

Se formează iarna, deasupra Euroasiei, ca urmare a răcirii radiative accentuate a suprafețelor active. Are un caracter semipermanent. Dorsala europeană apare în luna septembrie și durează până în martie. Foarte rar apare vara și se extinde în Europa sud-estică. Iarna determină răcirii accentuate afectând, în special, partea estică și sudică a Carpaților Meridionali și, mai rar, fațada nordică, când aerul rece invadează cuveta transilvană prin culoarele montane care fac legătura dintre zona internă și externă a lanțului muntos al Meridionalilor (culoarul Rucăr-Bran, Valea Oltului), generând minimele termice din perioada rece a anului.

2.3.5.4. Cicloul Mediteranien

Originali din bazinul occidental și central al Mării Mediterane, se formează pe frontul creat prin pătrunderea aerului polar peste vestul și centrul Europei, la contact cu aerul tropical. Are o frecvență mare iarna, apărând mai rar în a doua parte a verii și la începutul toamnei. Au o influență mare asupra părții de sud a României, Carpații Meridionali constituid, adesea, o limită de influență a acestei activități. Versanții sudici ai Carpaților Meridionali sunt cei mai expuși activității cicloului mediteranien, care generează precipitații bogate sub formă de zăpadă în zona montană în sezonul rece al anului.

3. PRINCIPALELE CARACTERISTICI ALE ELEMENTELOR CLIMATICE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

Caracterizarea climatică care urmează se bazează pe fondul de date existent în tratate, unele prelucrate, unele cu referință la unități montane distincte ca: Masivul Bucegi, Făgăraș, Iezer, Retezat, Țarcu.

Lipsa unei rețele de stații meteorologice dense, care să cuprindă fiecare unitate montană în parte a Carpaților Meridionali, impune în caracterizarea climatică la apelarea și folosirea datelor de la stațiile meteorologice, care au funcționat în regiuni învecinate în condiții geografice asemănătoare. Deoarece ne interesează aspectul general al climei, pentru punerea ei în evidență se va recurge, în unele cazuri, la extrapolări prin analogie, pentru realizarea viziunii de ansamblu a climei Carpaților Meridionali.

Caracteristica generală a diferiților parametri climatici se va reda pe nivele de altitudine, aceasta deoarece altitudinea, în cadrul spațiului montan, constituie factorul principal de determinare a repartiției spațiale a elementelor climatice, amplitudinea de oscilație, modul de manifestare a acestor elemente. Rezultanta directă a relației dintre relief, elementele climatice și altitudine este clima montană, care se etajează pe verticală în etaje distincte: clima munților joși, clima munților mijlocii, clima domeniului subalpin.

3.1. Temperatura aerului

Temperatura aerului constituie unul dintre factorii principali care condiționează dezvoltarea vieții și desfășurarea activității în regiunea de munte.

Fondul energetic autohton, rezultat în urma transformării radiației solare la nivelul suprafeței active în căldură și cel transportat prin intermediul circulației atmosferice sunt transferate radiativ sau prin amestecul stratelor de aer atmosferice inferioare.

Pentru punerea în evidență a acestei călduri rezultate se utilizează o serie de indicatori climatici cu caracter general și particular.

Temperatura aerului este principalul indicator al căldurii rezultate. Are o distribuție spațială în cadrul zonei montane foarte variată. Această distribuție depinde, în primul rând, de altitudine, exprimată prin gradienti termici verticali. La aceasta se adaugă expoziția versanților, configurația reliefului, circulația generală și locală a atmosferei, dezvoltarea pe direcția est-vest a lanțului muntos. Spre deosebire de valorile mici ale gradientilor termici orizontali din zona de câmpie, care caracterizează o repartiție relativ uniformă în suprafață a temperaturii aerului, în regiunile muntoase valorile gradientilor cresc brusc, fiind apropiate de valoarea medie generală a gradientului termic vertical din troposferă ($0,5-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

3.1.1. Repartiția valorilor medii anuale ale temperaturii aerului

Valorilor medii anuale ale temperaturii aerului variază în cadrul Carpaților Meridionali între $7,6^{\circ}\text{C}$ în partea cea mai joasă a lanțului muntos la altitudini de 600 m și $-2,3^{\circ}\text{C}$ în partea cea mai înaltă, la peste 2500 m altitudine.

În zonele depresionare joase, temperatura medie anuală este mai joasă față de media generală la această altitudine și se datorează fenomenelor de inversiune termică din perioada rece a anului, cu acumulări de aer rece la bază (exemplu $6,8^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani).

În toate masivele montane care depășesc 2000 m altitudine, temperatura medie anuală a aerului este negativă ($-2,6^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul - 2509 m; $-0,5^{\circ}\text{C}$ la stația Țarcu - 2180 m).

Scăderea valorilor medii anuale ale temperaturii aerului nu se produce uniform pe întreaga (masă) scară a altitudinii. Ea se produce după un gradient mediu cu valoarea de $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ între 600-1600 m și $1900-2500\text{ m}$, respectiv $0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ între 1600-1900 m altitudine.

Valoarea diferită a gradientilor pe altitudine se datorează unor serii de cauze de ordin geografic și climatic: expoziție, unghiul pantei de care depinde încălzirea suprafeței active și, implicit, a aerului din vecinătate, dezvoltarea plafonului noros între 1400-1900 m altitudine. Se mai adaugă și inversiunile de temperatură din timpul iernii în văi și depresiuni, care reduc gradientul în partea inferioară a munților (fig. 10).

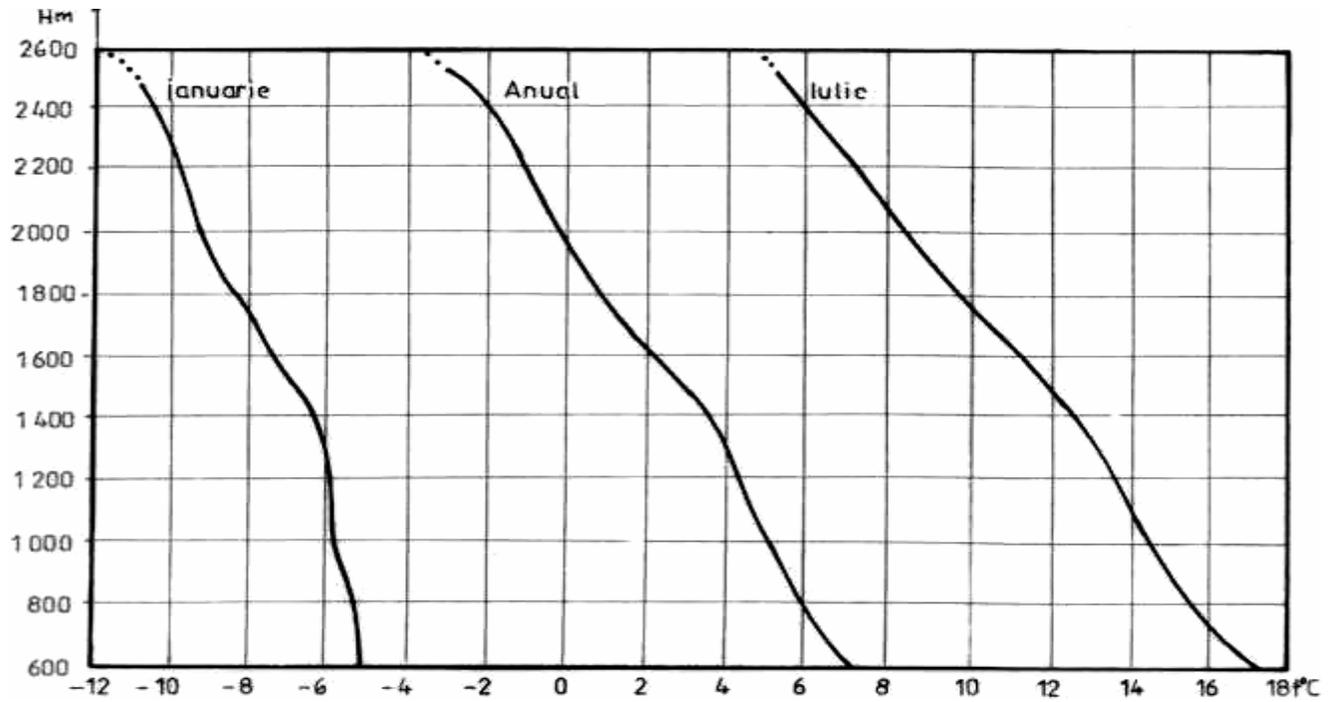


Fig. 10. Variația altitudinală a temperaturii medii anuale și a lunilor caracteristice ale aerului în cadrul Carpaților Meridionali (1961-1969).

Izotermele care indică punctele cu aceeași valoare ale temperaturii medii anuale au contur închis, și sunt situate la o anumită altitudine pe versant, în conformitate cu gradientii verticali ai temperaturii (fig. 11).

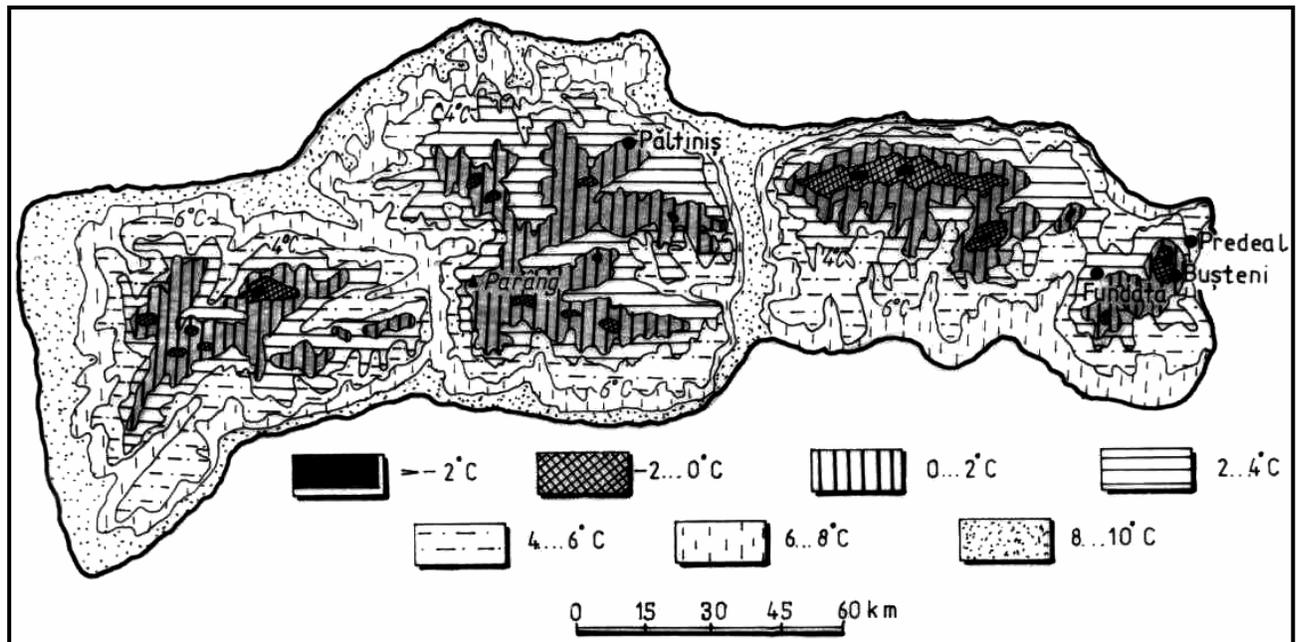


Fig. 11. Repartiția spațială a temperaturii medii anuale ale aerului în Carpații Meridionali (după Atlasul R.S.R., 1979).

Izoterma de 6⁰ C a temperaturii medii anuale are o dispunere spațială foarte variată, fiind caracteristică ariilor care constituie baza munților. Izoterma de 0⁰ C situată la altitudini de 2000 m constituie o

limită geografică importantă, deoarece deasupra ei valorile temperaturii medii anuale sunt negative. Specific Carpaților Meridionali sunt izotermele de -2°C care se semnaleză pe vârfurile ce depășesc 2400 m altitudine din masivele Bucegi, Făgăraș, Retezat, Godeanu. Peste altitudinea de 2500 m pot să apară și valori ale temperaturii medii anuale sub -2°C ($-2,3$ $-2,6^{\circ}\text{C}$ în masivele Bucegi, Făgăraș).

3.1.2. Repartiția valorilor medii lunare

Valorile medii anuale ale temperaturii aerului reprezintă un parametru sintetic, care exprimă potențialul termic al diferitelor regiuni geografice. De aceea, mult mai expresivă pentru punerea în evidență a regimului temperaturii aerului sunt valorile medii lunare, luna cea mai rece și cea mai caldă din cuprinsul anului.

În raport cu creșterea altitudinii procesele de încălzire și răcire ale aerului se decalează în timp. Din această cauză valorile cele mai mari și cele mai mici nu se produc simultan în întreaga zonă montană (fig. 12).

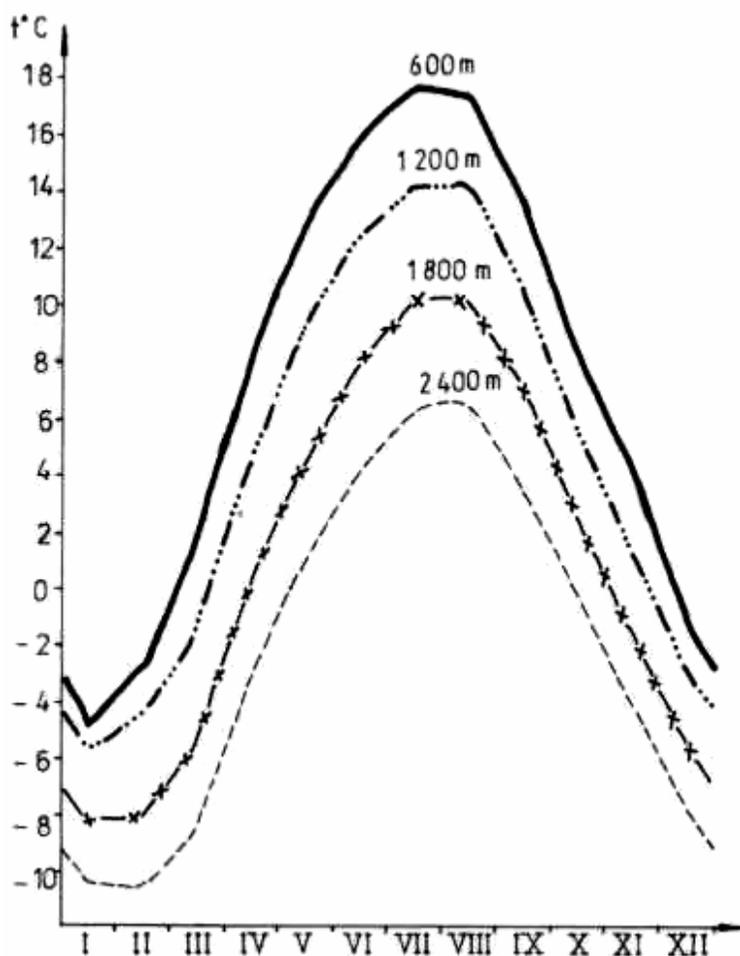


Fig. 12. Variația temperaturilor medii lunare ale aerului la diferite altitudini în Carpații Meridionali.

Astfel, la înălțimi de peste 2000 m, cele mai scăzute valori ale temperaturii aerului se înregistrează în luna februarie, iar cele mai ridicate în luna august.

Această întârziere a producerii maximelor și minimelor cu o lună de zile se datorează, în principal, mersului anual al regimului nebulozității.

În zonele montane înalte ale Carpaților Meridionali la altitudini cuprinse sub nivelul de 2000 m, cele mai coborâte și ridicate temperaturi se produc în luna ianuarie, respectiv în luna iulie.

3.1.2.1. Valorile medii lunare ale temperaturii aerului din luna cea mai rece

Acestea variază între $-4,9^{\circ}\text{C}$ la 600 m ($-4,5^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani - 607 m altitudine), care se înregistrează în luna ianuarie și -11°C la 2500 m ($-11,1^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul din masivul Bucegi - 1509 m altitudine), care se înregistrează în luna februarie.

La limita superioară a pădurii (1750-1850 m) temperatura variază între $-7,9^{\circ}$ $-8,2^{\circ}\text{C}$.

Gradientul termic vertical după care se repartizează temperatura în sezonul rece al anului, prezintă valorile cele mai mici din cursul anului (vezi fig.10). Acesta este de $0,1-0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ între 600-1400 m, de $0,4-0,6^{\circ}\text{C}$ între 1500-2000 m, de $0,3-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, la peste 2000 m altitudine.

Gradienții termici reduși din partea inferioară ale masivelor montane ce cuprind văile și depresiunile intramontane, se explică prin stagnarea, în mod frecvent iarna, a aerului rece și dens, care alunecă descendent de pe pantele acoperite cu zăpadă. Din această cauză, repartiția temperaturii aerului depinde, în primul rând, de altitudinea relativă a formelor de relief și mai puțin de altitudinea absolută.

Izotermele temperaturii medii a lunii ianuarie au caracter închis. Cea mai mare desfășurare spațială o are izoterma de -5°C . Se remarcă o deosebire în desfășurarea spațială a izotermelor între flancul nordic și

sudic al Carpaților Meridionali, cu o apropiere a izotermelor între ele pe flancul nordic (gradienti termici mai mari) (fig. 13).

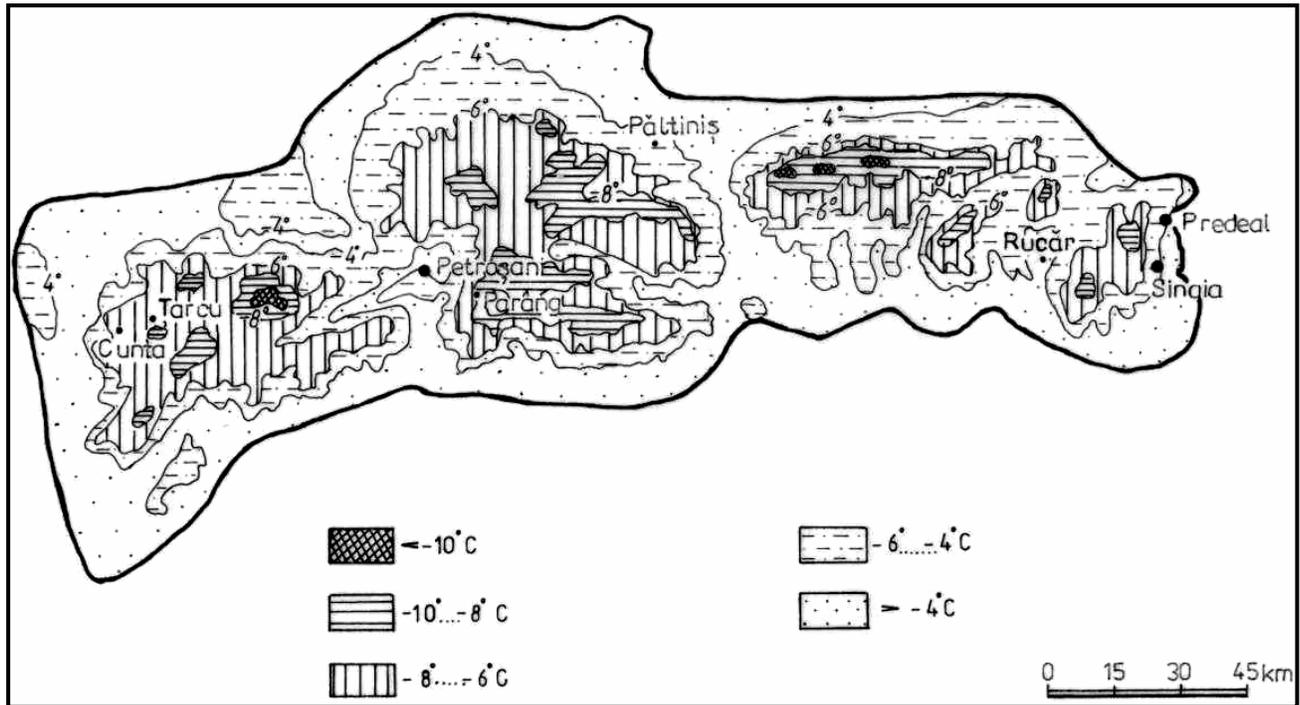


Fig. 13. Repartiția spațială a temperaturii medii a lunii ianuarie ale aerului în Carpații Meridionali (după Atlasul R.S.R., 1979).

Totuși, iarna, datorită maselor de aer de origine anticiclonică, dense și foarte reci, care determină adesea izotermie verticală și chiar frecvente inversiuni termice se anihilează efectul altitudinii absolute. Rezultanta este o scădere slabă a temperaturii pe verticală (gradienti reduși), astfel culmile lanțului muntos sunt cu numai 5-6⁰ C mai reci decât baza.

3.1.2.2. Valorile medii lunare ale temperaturii aerului din luna cea mai caldă

În perioada caldă, repartiția spațială a temperaturii aerului, este mai puțin uniformă decât în perioada rece și prezintă o variație mai mare în sens vertical.

În luna cea mai caldă din cursul anului, valorile medii ale temperaturii aerului sunt de 17,5-18⁰ C în zonele joase (16,7⁰ C la stația Petroșani - 607 m) și se produc în luna iulie.

La altitudini de 2500 m acestea sunt de numai 6⁰ C (5,7⁰ C la stația Vârful Omul). La limita superioară a pădurii (1750-1850 m) temperatura medie lunară este de 10,5⁰-9,5⁰ C. Valorile maxime la această altitudine se înregistrează în luna august.

În această perioadă a anului, gradientul termic vertical înregistrează valorile cele mai mari din cursul anului și anume 0,6⁰ C/100 m între 600-1000 m, 0,4⁰ C/100 m între 1000-1300 m, 0,7⁰-0,8⁰ C între 1400-2000 m și 0,6⁰ C între 2000-2500 m (vezi fig. 10).

De remarcat este faptul că cele mai mari valori ale gradientului termic vertical, atât în perioada caldă, cât și rece a anului, se înregistrează în zona cuprinsă între 1400-1900 m. Aceasta se datorează dezvoltării mai frecvente, între aceste niveluri, a sistemelor noroase care, în procesele de condensare, eliberează mari cantități de căldură latentă.

Izotermele lunii iulie prezintă, de asemenea, o desfășurare diferențiată în cadrul lanțului muntos al Carpaților Meridionali. Ele sunt mai dense pe fațada nordică și mai puțin dense pe fațada sudică, aceasta indicând gradienti termici diferiți în aceste zone. La baza masivelor montane se desfășoară izoterme de 17⁰ C. Crestele cele mai înalte peste 2300 m sunt transcrise de izoterma de 8⁰ C, care are caracter închis (fig. 14).

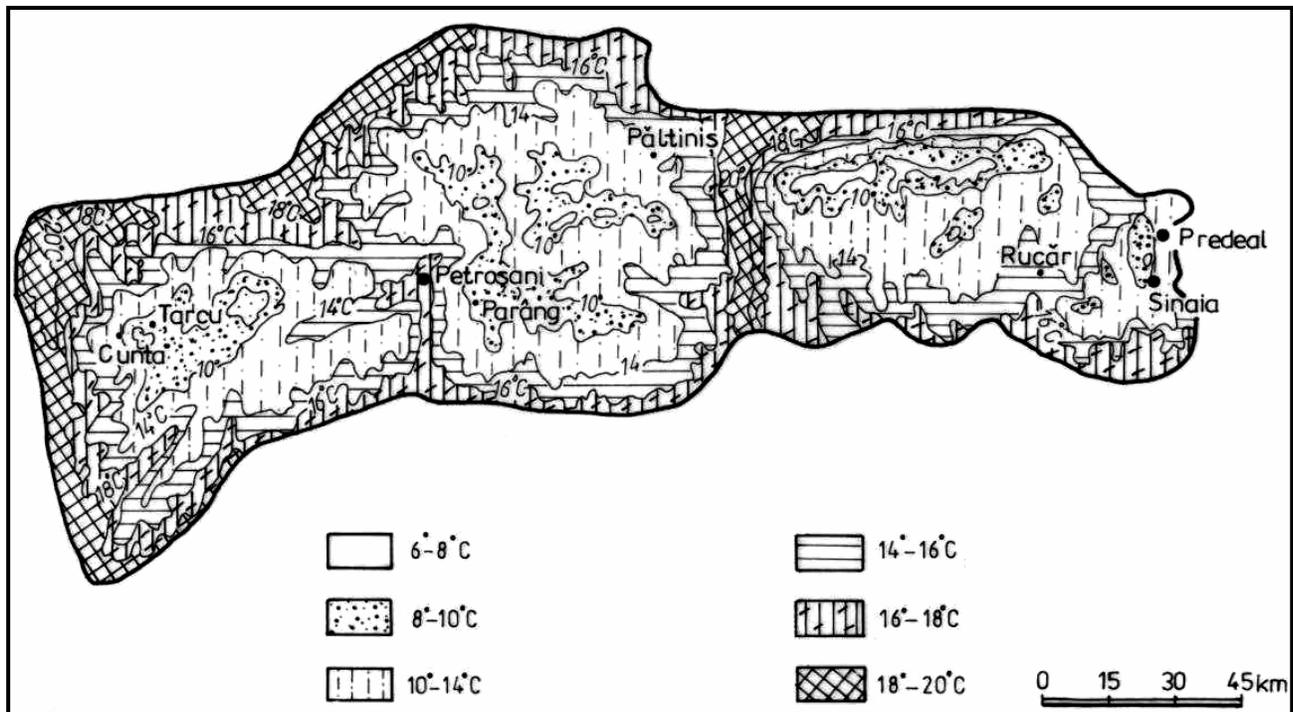


Fig. 14. Repartiția spațială a temperaturii medii a lunii iulie ale aerului în Carpații Meridionali (după Atlasul R.S.R., 1979).

3.1.3. Valorile amplitudinii medii anuale ale temperaturii aerului

Valoarea amplitudinii temperaturii medii anuale ale aerului pune în evidență tipul de caracter al regimului termic într-o regiune dată.

În arealul Carpaților Meridionali amplitudinea medie anuală a temperaturii aerului este cuprinsă între 22°C la 600 m ($21,2^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani), se reduce sub 20°C la 1100 m ($19,6^{\circ}\text{C}$ la Stația Predeal - 1093 m altitudine). La înălțimi mai mari de 2000 m se înregistrează cele mai scăzute valori ale amplitudinii, sub 17°C la 2500 m ($16,8^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul - 2509 m).

Aceste valori exprimă caracterul moderat al regimului termic din arealul Carpaților Meridionali. Caracterul moderat rezultă din poziția geografică latitudinală a lanțului muntos, care sunt cuprinși între 45° - 46° latitudine N, în zona climei temperate continentale de tranziție, precum și faptul că, Carpații Meridionali au înălțimi mijlocii (2544 m - Vârful Moldoveanu), în comparație cu alte lanțuri muntoase situate la aceeași latitudine.

3.1.4. Valori medii ale temperaturilor extreme (media lunară a maximelor și minimelor zilnice)

Sub influența regimului variabil al fluxurilor radiative, temperatura aerului suferă fluctuații diurne evidențiate de valorile medii ale temperaturilor extreme zilnice. Aceste fluctuații dintre maxima termică care se produce în jurul orelor amiezii și minima, înainte de răsăritul soarelui, diferită la nivelul suprafeței montane sunt determinate de formele de relief existente.

3.1.4.1. Media lunară a maximelor zilnice

Din analiza datelor referitoare la distribuția spațială pe altitudine a mediei maximelor zilnice ale temperaturii aerului, rezultă că valorile medii cele mai reduse se produc la altitudini de 600 m și sunt de $-0,8^{\circ}\text{C}$. Acestea scad cu altitudinea și sunt de $7,8^{\circ}\text{C}$ la nivelul de 2500 m, se înregistrează în luna ianuarie ($1,2^{\circ}\text{C}$ la Petroșani - 607 m și $-8,7^{\circ}\text{C}$ la Vârful Omul - 2509 m).

Scăderea în altitudine a mediilor în luna ianuarie este mai lentă între 600-1000 m, după care gradientul crește mult între 1000-1800 m, iar apoi scade din nou. Cauza acestor variații este desfășurarea la aceste altitudini (1400-1800 m) a plafonului noros în sezonul rece, care asigură un surplus important de căldură, în procesul de condensare (fig. 15).

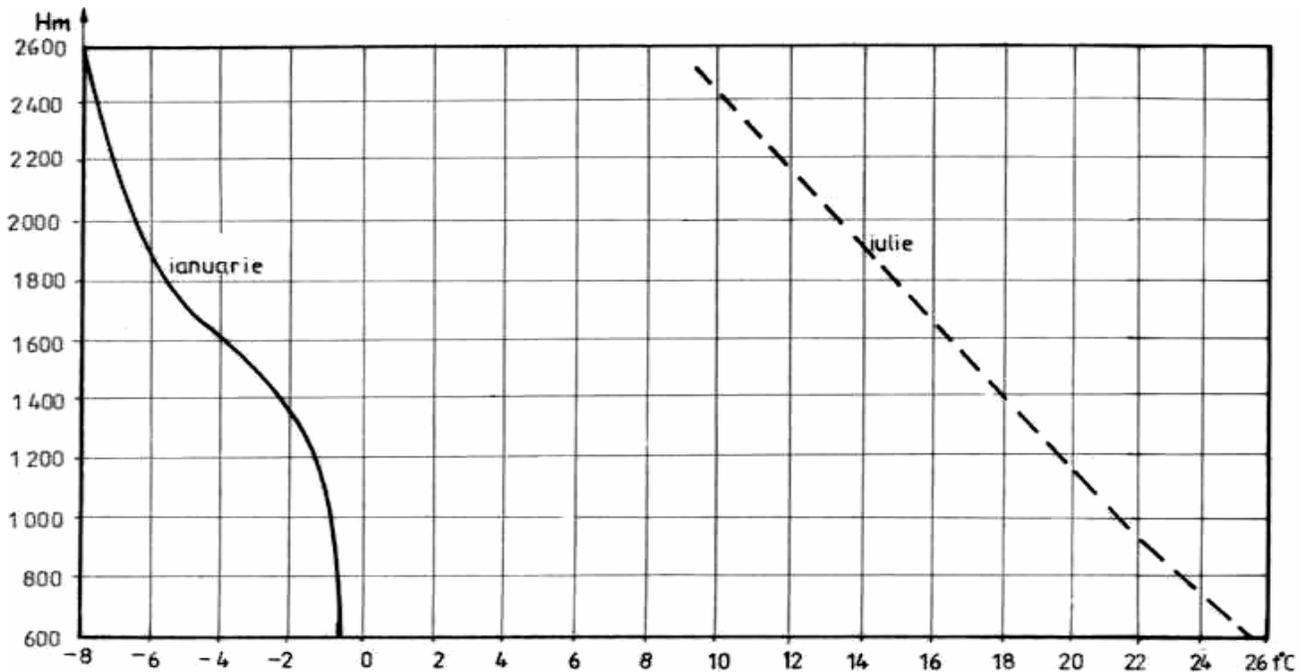


Fig. 15. Distribuția altitudinală a mediei maximelor zilnice în Carpații Meridionali.

Valorile cele mai mari cuprinse între $25,4^{\circ}\text{C}$ la 600 m altitudine ($24,7^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani) și scad la $9,5^{\circ}\text{C}$ la 2500 m ($9,7^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul), se înregistrează în luna august. Scăderea mediei termice este uniformă în sezonul cald.

Și în cazul acestui parametru avem o variație în sens vertical redusă în luna cea mai rece (7°C) și mai accentuată în luna cea mai caldă (16°C).

Dacă analizăm distribuția la scară mai detaliată a acestui parametru, la nivel de pante și culmi, văi și depresiuni, se observă diferențieri de $1-2^{\circ}\text{C}$.

3.1.4.2. Media lunară a minimelor zilnice

Distribuția mediilor minime zilnice are aceeași caracteristică. Pe pante și culmi, acestea sunt cuprinse între -8°C la baza munților ($-7,3^{\circ}\text{C}$ la Petroșani - 607 m), respectiv -14°C la 2500 m altitudine ($-14,1^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul - 2509 m), în luna cea mai rece.

În perioada caldă a anului, aceste valori sunt de $12,5^{\circ}\text{C}$ la 600 m și $7,5^{\circ}\text{C}$ la 2500 m ($11,3^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani, respectiv $3,6^{\circ}\text{C}$ la stația Vârful Omul).

În văi și circuri glaciare, acestea sunt cuprinse între $-9,7^{\circ}\text{C}$ la bază, respectiv $14,3^{\circ}\text{C}$ la 2300 m altitudine (înălțimea maximă de dezvoltare a circurilor glaciare), în luna ianuarie, și $11,7^{\circ}\text{C}$, respectiv $3,7^{\circ}\text{C}$ în luna iulie. La altitudini de peste 2000 m se mențin aceleași fenomene de întârziere cu o lună a producerii maximelor.

În desfășurarea pe plan vertical a mediei minimelor se remarcă faptul că, în luna cea mai rece se înregistrează o creștere a minimelor până la altitudini de 1100 m, cauzată de fenomenele de inversiune termică de la baza masivelor sau izotermiei, care se produc foarte frecvent.

În luna cea mai caldă, scăderea mediei minimelor este uniformă, cu mici perturbări între 600-1200 m. Gradientul este mai mare peste 1200 m altitudine, cauzat de răcirii radiative intense în cursul nopții peste

aceste altitudini. Se pun în evidență, de asemenea, deosebirile termice între formele pozitive și negative de relief, situate la aceleași altitudini (fig. 16).

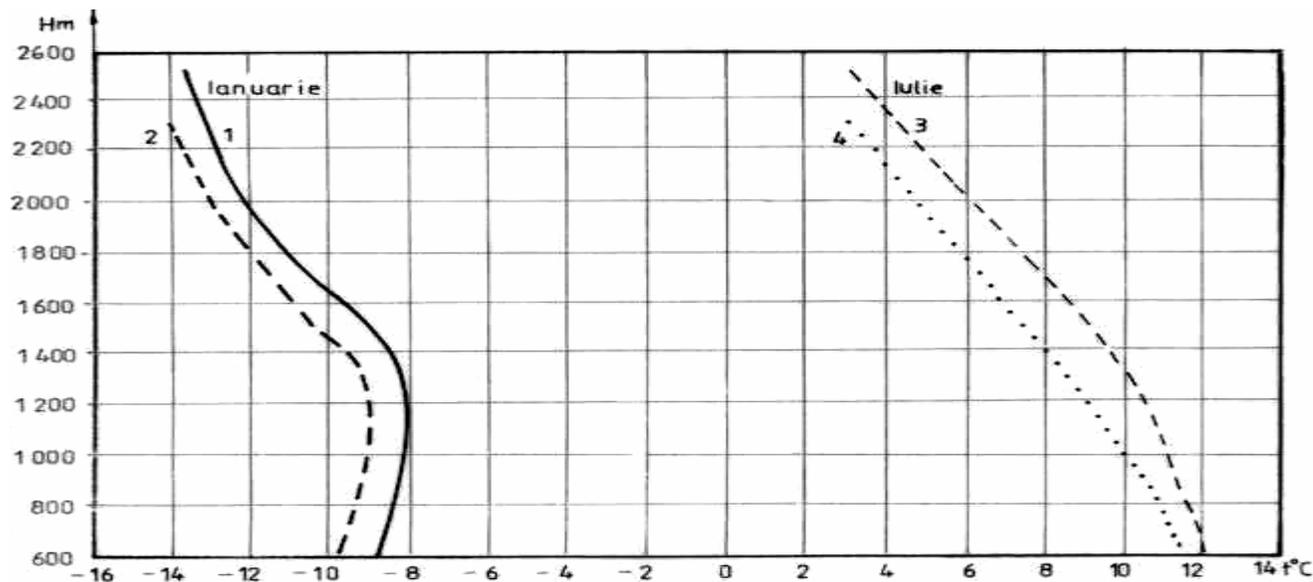


Fig. 16. Distribuția altitudinală a mediei minimilor zilnice în Carpații Meridionali. 1-3 pante și culmi; 2-4 văi și depresiuni.

Diferențele termice sunt de 1-2⁰ C și se datorează acumulărilor de aer rece în circuri și văi glaciare care, astfel, reduc valorile. Este de remarcat faptul că, în anotimpul rece, la altitudini de circa 1100 m se situează o zonă ceava mai caldă (circa 0,5⁰ C), comparativ cu părțile joase și cele înalte ale masivelor, determinată de situarea mai frecventă la acest nivel a părții superioare a inversiunilor termice de sedimentare și a plafonului norilor stratiformi în care se produc numeroase procese de condensare și sublimare.

3.1.4.3. Amplitudinile medii diurne ale temperaturii aerului

Diferențele între mediile lunare ale maximelor și minimelor zilnice constituie un parametru important al regimului termic, deoarece el indică amplitudinile medii diurne ale temperaturii aerului în fiecare lună (variația în intervalul de 24 de ore). Cele mai mici amplitudini diurne se constată în lunile de iarnă, mai ales în decembrie, iar cele mai mari în lunile de vară, în special în luna august (fig. 17).

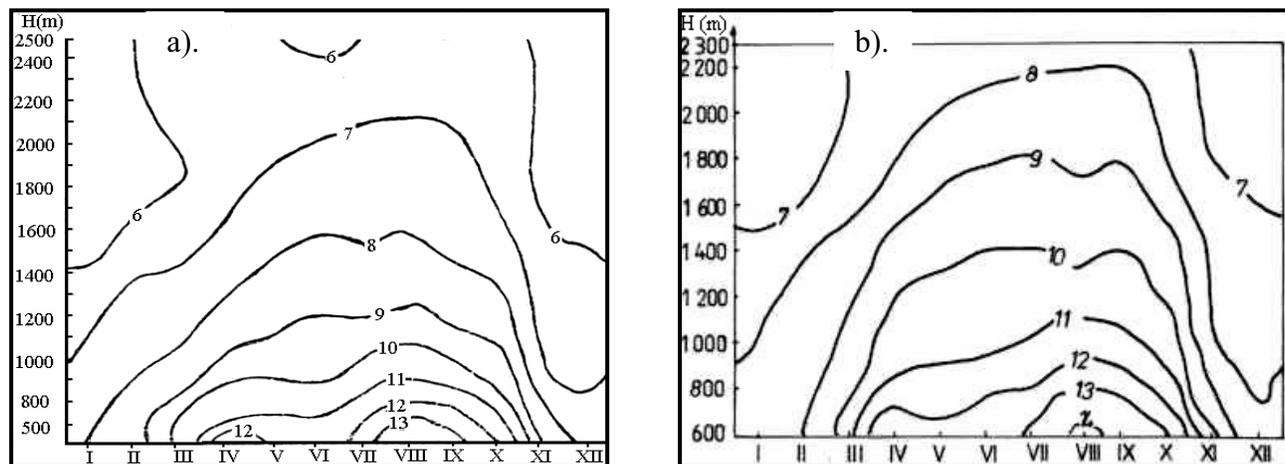


Fig. 17. Izopletele amplitudinilor medii diurne ale temperaturii aerului în Carpații Meridionali: a). Pante și culmi; b). Văi și depresiuni.

O altă caracteristică a repartiției teritoriale a valorilor amplitudinii diurne în zona montană a Carpaților Meridionali o constituie scăderea acesteia, în raport cu creșterea altitudinii (fig. 18).

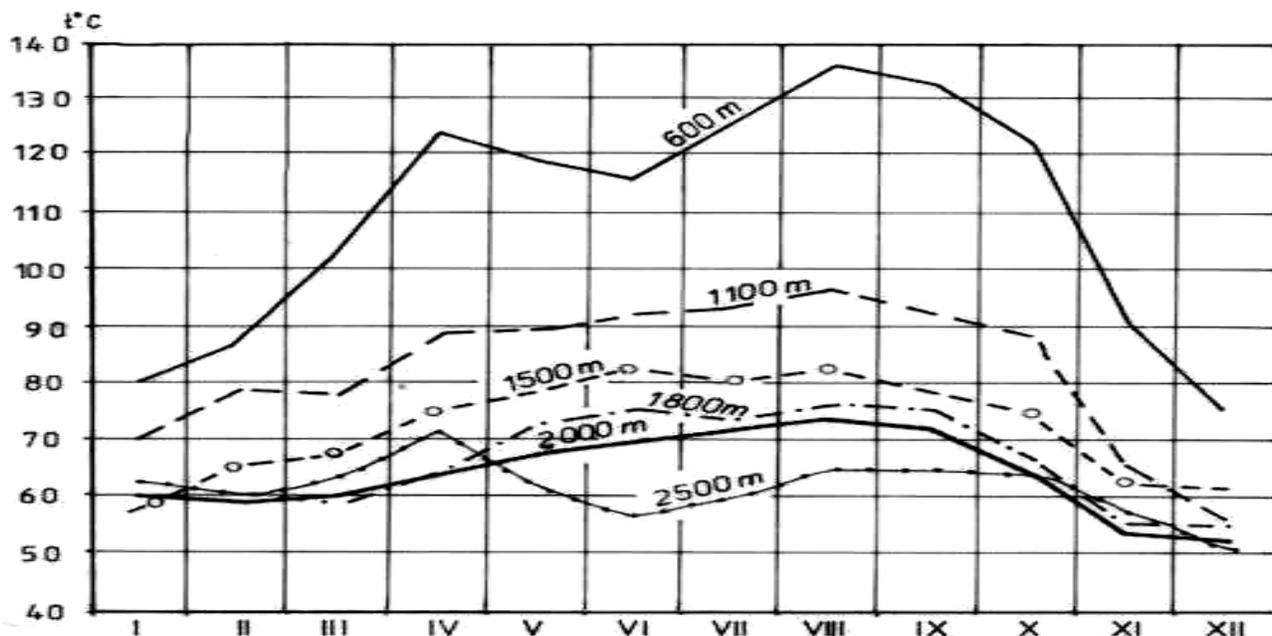


Fig. 18. Amplitudinile medii diurne ale temperaturii aerului la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Astfel, la poalele masivelor montane amplitudinile diurne variază între $7,5^{\circ}\text{C}$ în luna ianuarie ($6,4^{\circ}\text{C}$ la stația Petroșani) și $13,6^{\circ}\text{C}$ în luna iulie (13°C la stația Petroșani). În văi și depresiuni, aceste amplitudini sunt de 8°C , respectiv $14,2^{\circ}\text{C}$. Către partea înaltă a zonei montane, intervalul de variație diurnă a temperaturii aerului se reduce treptat, ajungând la peste 2000 m să nu depășească $5-7^{\circ}\text{C}$ deasupra formelor convexe de relief și $6^{\circ}-8,5^{\circ}\text{C}$ la cele concave.

Cele prezentate anterior subliniază caracterul mai excesiv al regimului temperaturii aerului în văi, depresiuni și circuri glaciare, comparativ cu cele de pe forme pozitive de relief.

3.1.5. Regimul diurn al temperaturii aerului

Acest parametru termic prezintă o deosebită importanță pentru amenajarea turistică complexă a zonei montane a Carpaților Meridionali. Această importanță a cunoașterii acestui parametru rezidă din faptul că activitatea turistică, în special cea de agrement în aer liber, pe perioade mai lungi de timp (expediții pe itinerar, excursii locale) sunt dependente direct de regimul diurn al temperaturii aerului. Cunoșterea regimului reduce riscul producerii unor accidente termice, în special, în sezonul rece (degerături).

Analiza regimului diurn al temperaturii aerului evidențiază faptul că, cele mai scăzute valori medii orare se produc, de obicei, în momentul răsării Soarelui, care diferă, ca timp, de la o lună la alta. Astfel, în lunile de iarnă, valorile orare minime se înregistrează, în general, în jurul orelor 6-7 dimineața. În lunile de vară minimile se produc, cel mai frecvent, către orele 4-5.

Cele mai ridicate valori medii orare se înregistrează în tot cursul anului la amiază, de obicei în jurul orelor 13-14. Pentru punerea în evidență a regimului de temperatură diurnă au fost calculate, pe baza datelor obținute la stațiile meteorologice din lanțul muntos și împrejurimi, distribuția pe altitudine a temperaturii orare din două în două ore, pentru lunile ianuarie și iulie. Pentru punerea în evidență și a influenței formelor de relief asupra regimului s-au calculat valorile și pentru formele negative de relief (văi și depresiuni).

Datorită altitudinii relativ mare a lanțului muntos al Carpaților Meridionali, valorile medii orare sunt negative, în luna ianuarie, în tot cursul celor 24 de ore și pe întreaga suprafață, începând de la 600-2544 m altitudine (fig. 19).

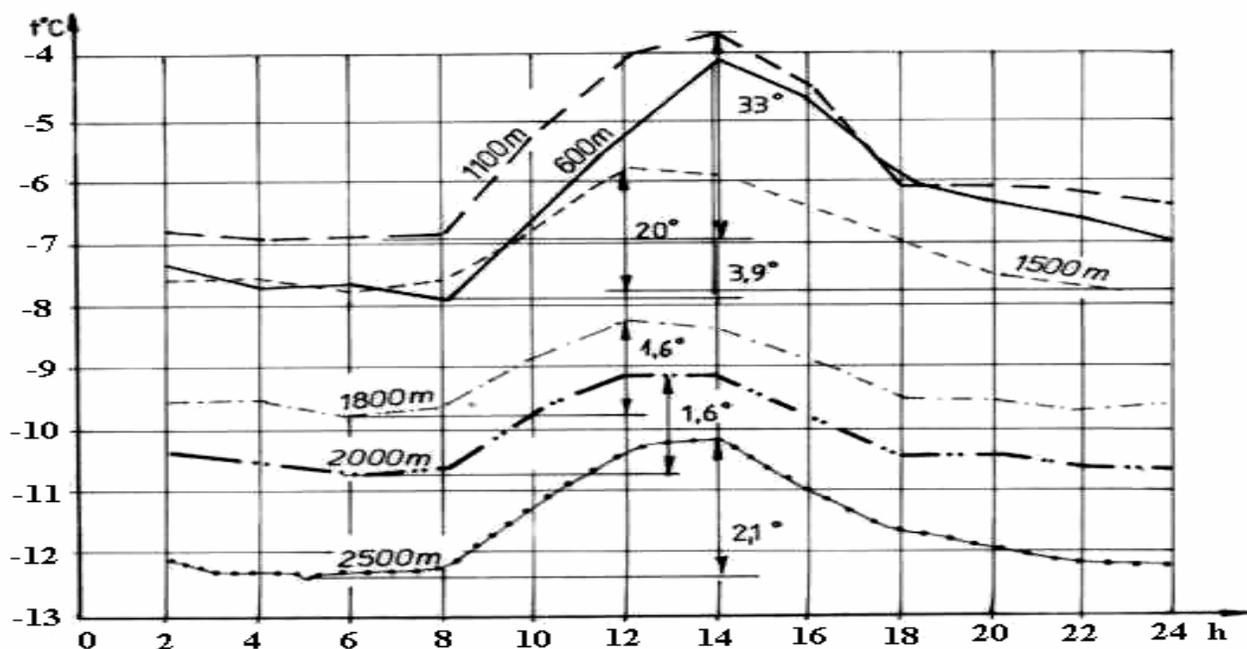


Fig. 19. Mersul diurn al temperaturii aerului (valori medii orare) și amplitudinea de variație în luna ianuarie, pe diferite trepte de altitudine în Carpații Meridionali (1961-1969).

Valorile orare minime coboară în această lună până la -7°C în părțile joase și până la peste -12°C în părțile cele mai înalte.

La orele amiezii, mediile orare cresc la aproape $-3,5^{\circ}\text{C}$ în partea inferioară a maselor și până la -10°C altitudini de 2400-2500 m.

În luna iulie, valorile orare minime nu scad sub $13,5^{\circ}\text{C}$ la 600 m altitudine și sub 4°C la 2500 m. În schimb, cele maxime ajung la aproape 22°C în partea joasă a regiunii și la aproximativ 7°C în zona cea mai înaltă (fig. 20).

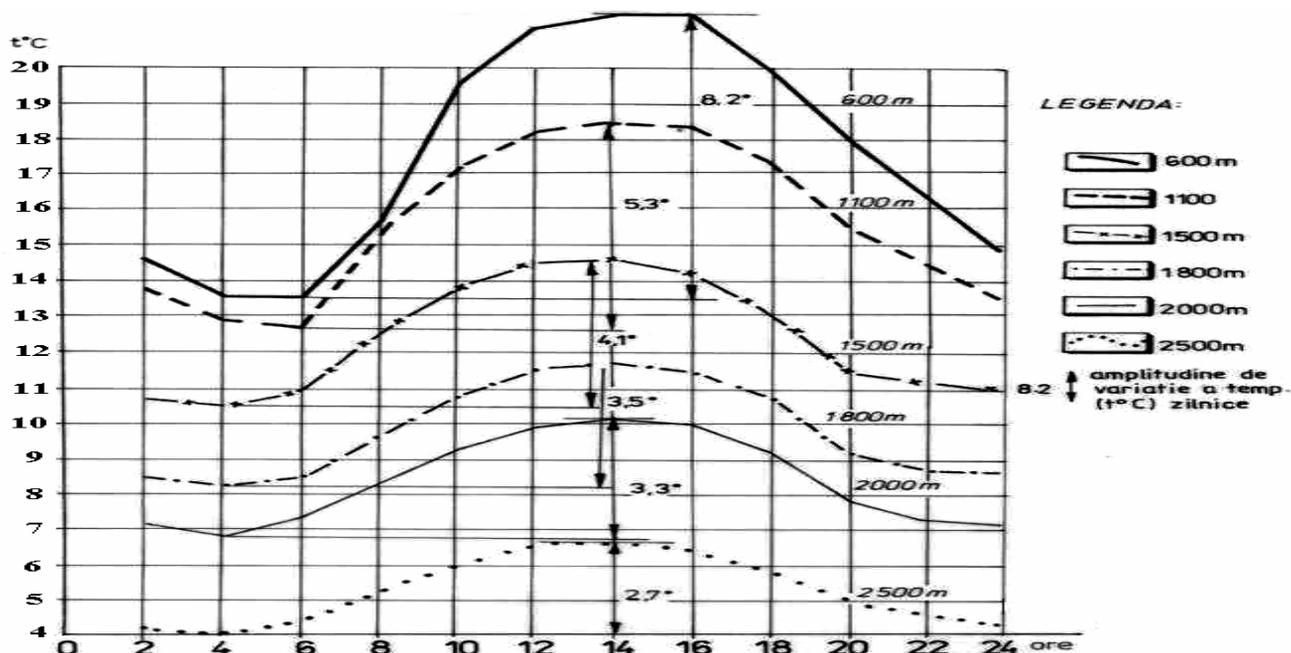


Fig. 20. Mersul diurn al temperaturii aerului (valori medii orare) și amplitudinea de variație în luna iulie, pe diferite trepte de altitudine în Carpații Meridionali (1961-1969).

Din analiza celor două luni caracteristice, din intervalul rece (luna ianuarie) și intervalul cald (luna iulie), rezultă o altă caracteristică a variației diurne a temperaturii aerului și anume, creșterea amplitudinilor diurne de temperatură în lunile de vară și descreșterea acestora în lunile de iarnă.

De asemenea, se observă o scădere a amplitudinilor odată cu creșterea altitudinii.

Datorită influenței exercitate de formele de relief depresionare asupra proceselor de răcire a aerului din stratele inferioare, valorile medii orare din cursul nopții spre dimineață sunt mai scăzute în formele negative de relief cu circa $1-2^{\circ}\text{C}$ decât pe pante și culmi.

În cursul nopții, la înălțime, temperatura rămâne aproape constantă (fenomenul este cel mai evident iarna, în timpul circulației locale descendente), spre deosebire de văi și depresiuni unde, în tot acest interval de timp, temperatura scade continuu, deoarece aici se acumulează aerul rece de pe versanți (fig. 21).

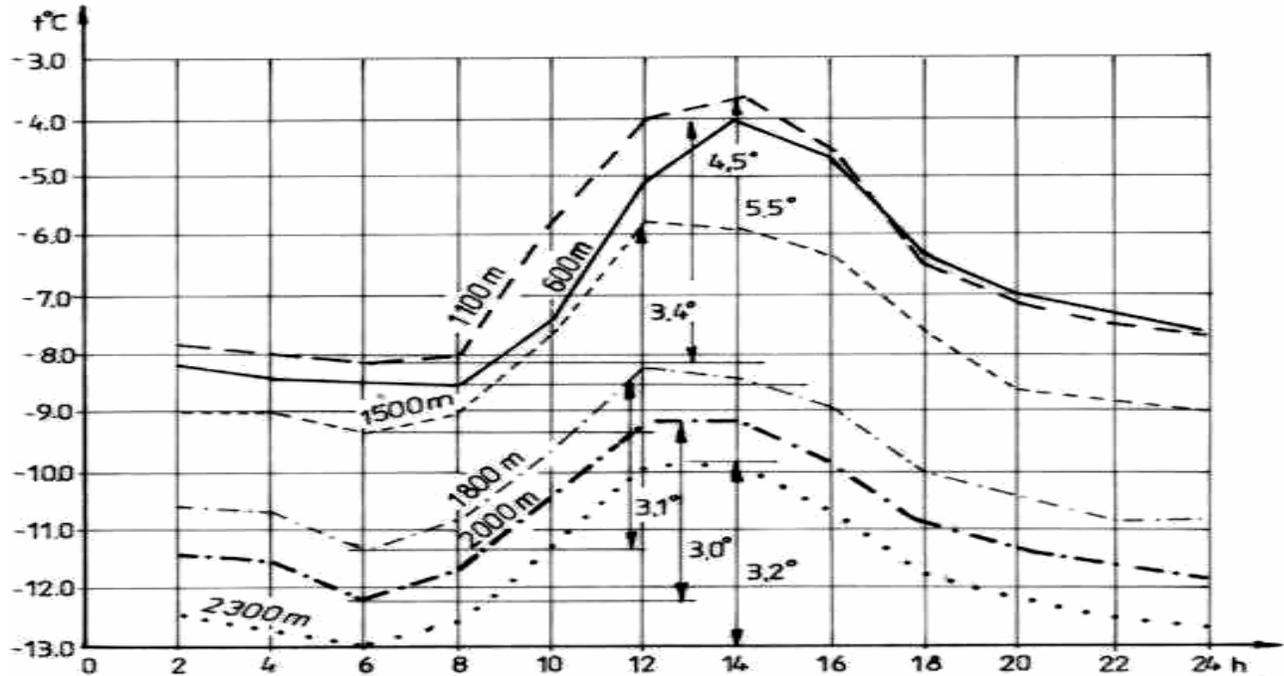


Fig. 21. Mersul diurn al temperaturii aerului (valori medii orare) și amplitudinea de variație în luna iulie, pe diferite trepte de altitudine și forme negative de relief în Carpații Meridionali (1961-1969).

Izotermele cu aceleași valori ale temperaturii aerului de deasupra celor două categorii de forme de relief sunt decalate între ele cu 250-300 m înălțime. Aceasta atrage după sine creșterea amplitudinilor diurne de temperatură în formele concave, comparativ cu cele convexe ($3,9^{\circ}\text{C}$ pe forme pozitive respectiv $5,5^{\circ}\text{C}$ în forme negative de relief la 600 m altitudine).

În ceea ce privește mersul anual al amplitudinilor termice diurne, se constată o creștere normală între cele două solstiții. Această creștere suferă modificări importante în intervalul mai-iulie, din cauza intervenției termomoderatoare a nebulozității, care are valori maxime în această perioadă.

Evoluția temperaturii în 24 de ore, prezintă la nivelul de bază și cel de înălțime, caractere disimetrice. Amplitudinile zilnice din văi și depresiuni sunt de două ori mai mari ca pe culme.

3.1.6. Temperaturi extreme, mijlocii și amplitudinea lor diurnă

În cursul zilei se produc, adesea, pe neașteptate, între datele orare, temperaturi foarte joase sau foarte ridicate, care scapă calculului. Aceste valori indică limitele reale ale jocului diurn al temperaturii aerului. Diferența lor arată amplitudinea medie neperiodică diurnă. De aceste oscilații instantanee, de contrastul de temperatură dintre zi și noapte, depind direct procesele fizice și biologice (exemplu: scăderea temperaturii la punctul de îngheț cu consecințe nefaste pentru lumea organică). Aceste oscilații sunt determinate de condiții geografice locale (climat de adăpost, suprafață activă cu albedou redus sau ridicat), la care se adaugă aportul capricios al circulației generale. Din observațiile efectuate rezultă că contrastul termic diurn în Carpații

Meridionali atinge maximul în luna august. În medie, el este de 10^0-12^0 C la baza masivelor muntoase și scade pe culme la numai 6^0-7^0 C. Valorile mai reduse ale contrastului termic de pe creste se datorează climatului dinamic care este reprezentativ la aceste nivele.

3.1.7. Temperaturi extreme absolute

Sunt valori excepționale atinse de temperatura aerului în cuprinsul perioadelor respective de observație. Aceste singularități termice, deși apar episodic, pot afecta în mod serios viața și activitatea locală.

Pentru punerea în evidență a acestor temperaturi s-au folosit comparativ date de la stațiile Vârful Omul, Țarcu, Cuntu, Predeal, Sinaia, Petroșani situate la diferite altitudini caracteristice. Datele cuprind intervalul de observație 1896-1970 cu întreruperi (fig. 22).

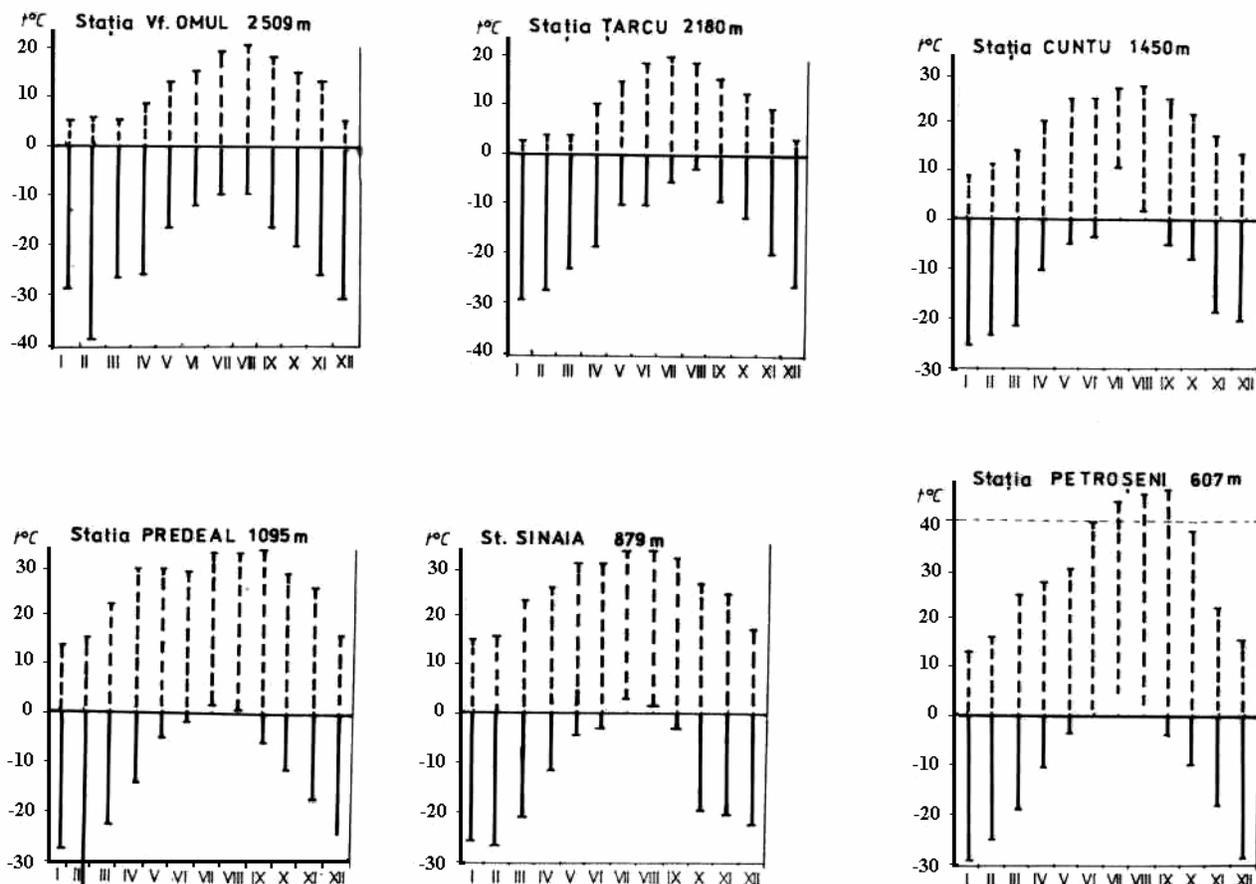


Fig. 22. Amplitudinea de variație ale temperaturii extreme absolute ale aerului în Carpații Meridionali.

Din analiza figurii 21 rezultă următoarele trăsături:

- amplitudinile extremelor absolute sunt reduse pe culme și mai mari în văile adânci adăpostite;
- asimetria întregului grafic (vezi fig. 21) este din ce în ce mai evidentă odată cu creșterea altitudinii;
- în raport cu punctul de îngheț, între 800-1400 m altitudine, cel puțin două luni pe an sunt scutite de temperaturi negative (iulie, august), iar sub 800 m, trei luni pe an (iunie, iulie, august);
- valori excepțional de scăzute s-au înregistrat la stația Vârful Omul de -38^0 C (10. 02. 1929), Predeal $-33,8^0$ C (11. 02. 1929);
- pe latura vestică a lanțului muntos al Carpaților Meridionali valorile extreme minime absolute sunt mai reduse, Țarcu $-27,8^0$ C, Cuntu $-25,4^0$ C. Aceste valori demonstrează, încă odată,

influența circulației vestice cu rol de moderare a climei, reducând și valorile extreme ale temperaturii aerului;

- valorile maxime absolute atinse scad cu înălțimea, astfel reducându-se la zero posibilitatea apariției la înălțimi de peste 2000 m a zilelor de vară cu temperaturi de peste 25⁰ C;
- la baza masivelor montane în condiții de climat adăpostit, maxima absolută a fost de 35,8⁰ C la Petroșani, înregistrată pe data de 14. 8. 1946.

În concluzie, peisajul este influențat de toate schimbările bruște și ample de temperatură care se produc în realitate.

Climatul local și regional nu se desfășoară monoton și regulat, el cuprinde, dimpotrivă, totalitatea schimbătoare a timpului.

3.1.8. Datele medii ale trecerii temperaturii aerului prin anumite praguri

Contrastul termic pregnant dintre partea inferioară și cea înaltă a lanțului muntos al Carpaților Meridionali, este reliefat și de datele medii ale trecerii temperaturii aerului prin anumite praguri la diferite niveluri altitudinale, de durată, în zile, a intervalului cu temperatura aerului mai mare sau mai mică decât anumite valori caracteristice. Aceste praguri de temperatură, suma înregistrată a temperaturii, au o importanță deosebită în desfășurarea proceselor biologice, pedogenetice și, nu în ultimul rând, a activității în aer liber a omului.

Relieful Carpaților Meridionali se impune prin altitudine și varietatea formelor asupra datei trecerii temperaturii medii zilnice prin diferite praguri și frecvenței zilelor cu diferite temperaturi. Aceasta se manifestă pe de o parte prin modificarea datei trecerii temperaturii medii zilnice prin praguri de valori, iar pe de altă parte prin reducerea numărului de zile cu valori caracteristice. Astfel, în timp ce la nivelul de 600 m altitudine temperatura aerului depășește 0⁰ C la începutul lunii martie (2. III - la Petroșani - 607 m), la 1600 m, în prima decadă a lunii aprilie (4. IV la stația Parâng - 1585 m), la 2500 m, acestea se produc de abia în a doua jumătate a lunii mai (19. V la stația Vârful Omul - 1509 m) (fig. 23).

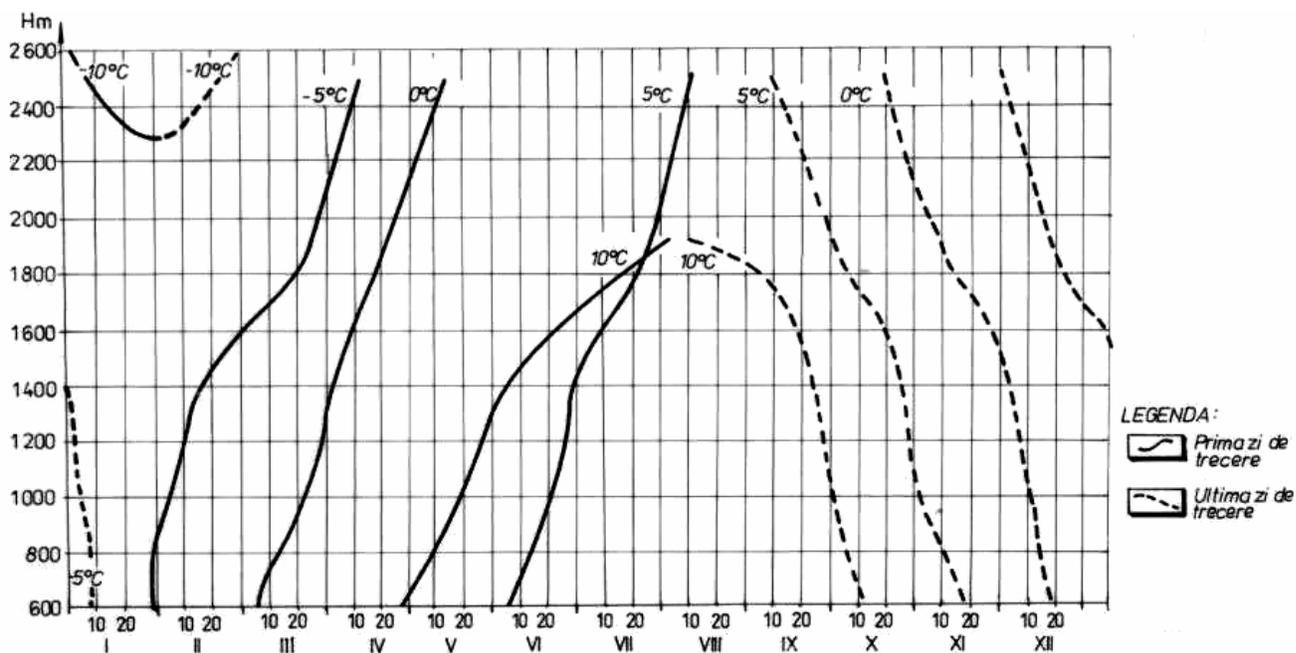


Fig. 23. Datele medii de trecere a temperaturii medii zilnice ale aerului prin praguri caracteristice de temperatură (-10⁰ C, -5⁰ C, 0⁰ C, 5⁰ C, 10⁰ C) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Astfel, trecerea temperaturii medii zilnice peste pragul de 0⁰ C întârzie primăvara pe culme cu două luni față de baza lanțului muntos și trece sub această valoare cu circa două luni mai devreme, în timpul toamnei. Trecerea temperaturii sub 0⁰ C se produce la 600 m, la sfârșitul ultimei decade a lunii noiembrie,

începutul lunii decembrie (30. XI - la stația Petroșani), la 1600 m în a doua decadă a lunii noiembrie, iar la 2500 m la sfârșitul primei decade a lunii octombrie (12. X.- la stația Vârful Omul - 1509 m).

În ceea ce privește pragul de 5°C , trecerea peste acest prag (momentul în care plantele își încep activitatea biologică) sau sub 5°C (când acestea își încheie ciclul de vegetație), are loc la începutul lunii aprilie (3. IV - la stația Petroșani), respectiv în prima decadă a lunii noiembrie (30. X - la stația Petroșani, 1. XI - la stația Rucăr), la nivelul de 600 m. La 1600 m această trecere are loc în prima decadă a lunii mai (2.V la stația Parîng), respectiv sfârșitul primei decade a lunii octombrie (11.X- la stația Parîng). La nivelul de 2500 m, întârzierea trecerii peste pragul de 5°C este de două luni și se produce în prima decadă a lunii iunie (8.VI- la stația Vârful Omul), respectiv sub pragul de 5°C , la sfârșitul ultimei decade a lunii august începutul lunii septembrie (27. VIII la stația Vârful Omul 2509 m).

În ceea ce privește trecerea temperaturii aerului peste și sub 10°C , care indică limita intervalului în care ciclul vegetativ se desfășoară din plin, acestea s-au putut stabili numai pentru altitudini sub 2000 m, dincolo de care temperatura medie zilnică nu depășește 10°C în nici o lună a anului. Decalajul dintre partea joasă și cea înaltă a lanțului muntos, ca moment de trecere a temperaturii aerului prin acest prag, ating circa trei luni de zile. La nivelul de 600 m, trecerea se produce în ultima decadă a lunii aprilie (1.V stația Rucăr - 679 m), iar sub 10°C , în ultima decadă a lunii septembrie, începutul lunii octombrie (29. IX la stația Petroșani, 3. X la stația Rucăr).

La altitudinea de 1900 m, durata intervalului cu temperaturi mai mari de 10°C se reduce la 8 -10 zile și se produce în jurul datei de 28-30 iulie.

În ceea ce privește pragul de 15°C , acesta se întâlnește sub 1000 m altitudine iar trecerea temperaturii peste acest prag și sub el, se realizează la 15.VI, respectiv 26.VIII - la stația Petroșani - 607 m și 30.VI - 19.VIII la stația Sinaia - 879 m altitudine.

Pragurile termice de -5° și -10°C apar numai în anotimpul de iarnă. Pragul de -5°C are o desfășurare în altitudine începând cu 600 m, iar cel de -10°C se întâlnește numai de la 2200 m altitudine în sus. Aceste praguri exprimă, pe lângă temperatura zilnică sub -5°C , respectiv sub -10°C și gradul de asprime al vremii, care crește odată cu altitudinea.

3.1.8.1. Durata intervalelor cu temperaturi medii zilnice mai mari sau mai mici decât anumite valori

Se constată că aceasta se mărește în raport cu creșterea altitudinii în cazul valorilor negative și se reduce în cazul valorilor pozitive, variația în sensul vertical fiind apreciabilă (fig. 24).

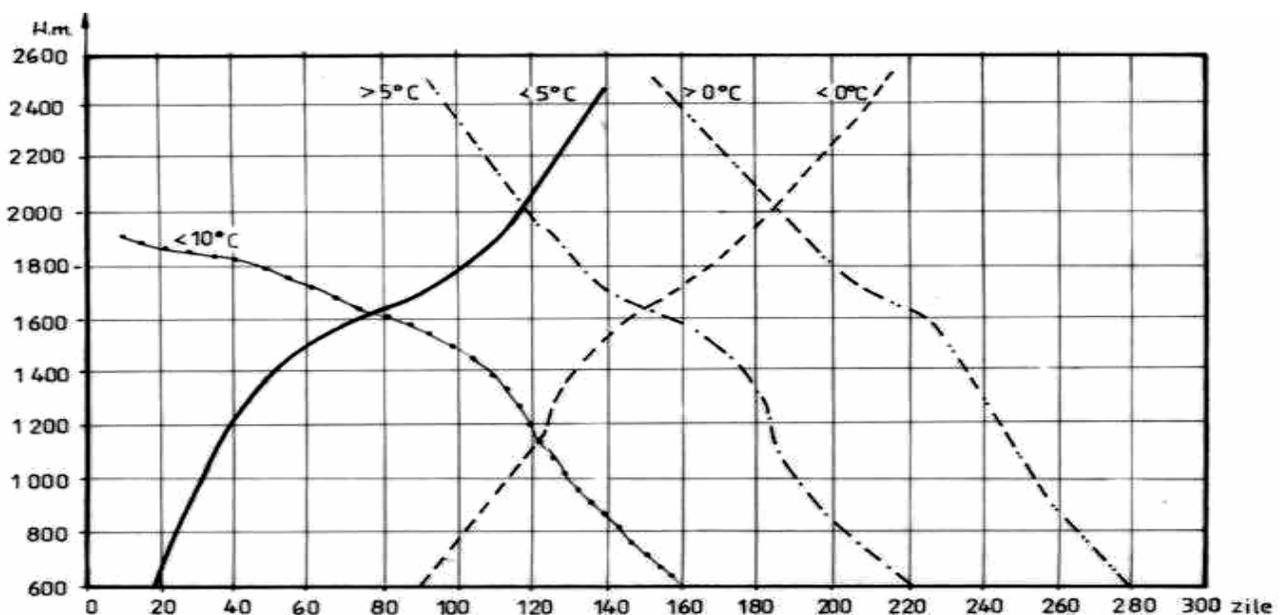


Fig. 24. Durata temperaturilor medii zilnice mai mici de -5°C și 0°C respectiv mai mari de 0°C , 5°C , 10°C în zile la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Astfel, pentru temperaturi $< 0^{\circ}\text{C}$ durata de producere este de 80-100 zile la bază lanțului muntos și, peste 200 zile pe culme la 2500 m. Pentru temperaturi mai mari de $> 0^{\circ}\text{C}$ durata este de 260-270 zile la bază și, peste 150 zile pe culme.

În cazul temperaturilor medii zilnice sub -5°C se constată o durată de 15-20 zile la bază și o creștere intensă a duratei la peste 130 zile, pe culme.

Referitor la temperaturi peste 10°C se observă o inversare a duratei de creștere, în sensul că, la bază ea este de 150-160 zile, iar la 2000 m altitudine se înregistrează zero zile cu temperaturi medii zilnice peste 10°C .

În activități turistice cu desfășurare în aer liber, durata intervalului cu anumite temperaturi caracteristice are o importanță deosebită, deoarece în funcție de aceasta se planifică tipul și extensia unui tip de activitate, raportată la treptele altitudinale.

3.1.8.2. Sumele temperaturilor medii zilnice peste și sub anumite praguri

Și în cazul acestora se observă un contrast mare între părțile joase și cele înalte ale masivelor muntoase. Valoarea cumulată în grade ($^{\circ}\text{C}$) scade odată cu altitudinea.

Pentru valorile negative suma cumulată se diferențiază și la nivelul diferitelor forme de relief (convexe sau concave). Astfel, în văi și depresiuni datorită scurgerii aerului rece de pe versant și stagnării la bază, avem valori cumulate de temperatură mai mari cu $10-15^{\circ}\text{C}$ la baza masivelor și $80-100^{\circ}\text{C}$ în zona circurilor glaciare, unde pe lângă procesele de stagnare a aerului rece, se produce și o puternică răcire radiativă, în cursul nopții, în locuri adăpostite, mărind astfel contrastul termic dintre formele negative și pozitive de relief. De asemenea, se pune în evidență rolul plafonului noros din timpul iernii, care are înălțimi mai mici iarna, reducând astfel, până la altitudini de 1600 m suma temperaturilor negative (fig. 25).

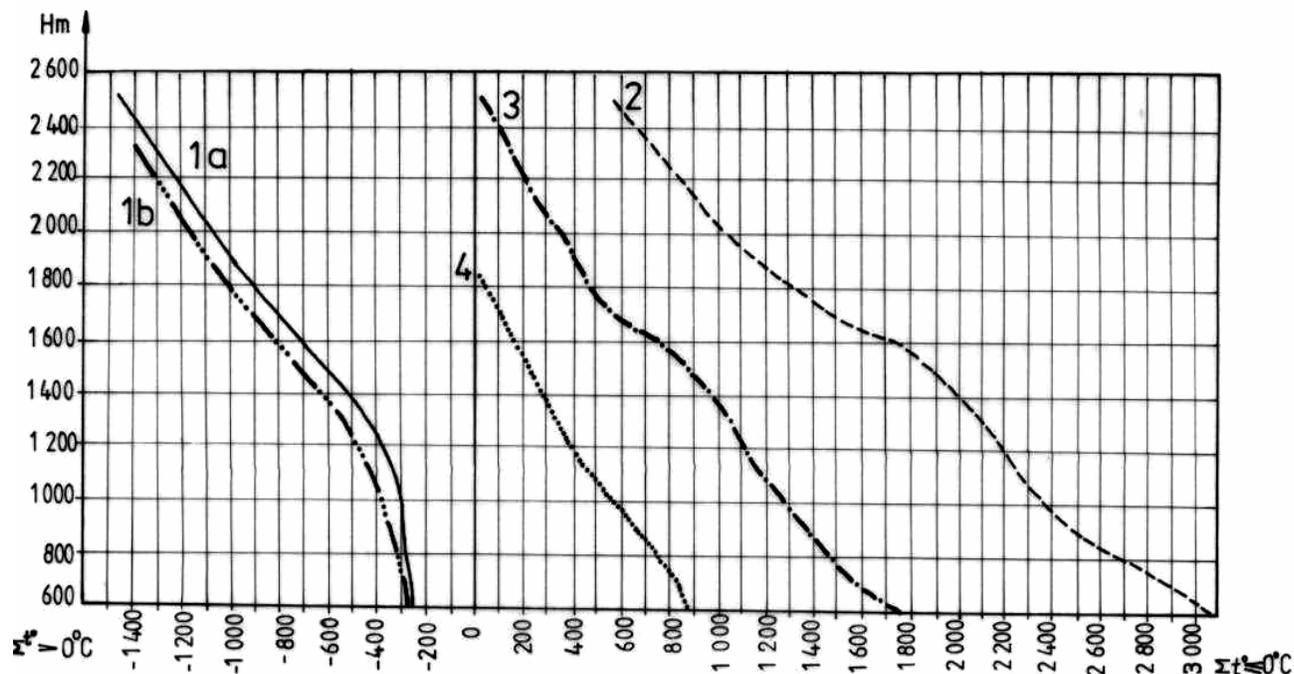


Fig. 25. Suma temperaturilor medii zilnice peste și sub anumite praguri termice la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969). 1a. Sumă $\geq 0^{\circ}\text{C}$ pante și culmi; 1b. Sumă $\geq 0^{\circ}$ văi și depresiuni; 2. Sumă $\leq 0^{\circ}\text{C}$; 3. Sumă $\leq 5^{\circ}\text{C}$; 4. Sumă $\leq 10^{\circ}\text{C}$.

Suma propriu-zisă este pentru temperaturi mai mari de 0°C de peste 3000°C la baza masivelor cu diferențieri în funcție de expoziție și sub 600°C pe culme.

Suma temperaturilor peste 10°C au o valoare redusă, aceasta datorită și frecvenței reduse a acestor medii zilnice în zona montană. Ea este de numai $850-900^{\circ}\text{C}$ la bază și 0°C la 1900 m altitudine, subliniind

încă o dată faptul că temperaturile medii zilnice peste 10°C au frecvență redusă și se produc exclusiv în sezonul cald.

Pentru valori negative sub 0°C suma este de -250°C pe forme pozitive și -275°C în cele negative, de relief, la baza munților și scade vertiginos peste 1800 m, astfel că, la 2500 m se înregistrează valori de peste -1400°C .

3.1.9. Datele medii de producere a înghețului

Înghețul, prin care se subînțelege scăderea temperaturii minime zilnice a aerului sub 0°C , este un fenomen meteorologic cu consecințe biologice și economice serioase. Acesta reprezintă, de asemenea, o caracteristică importantă a regimului temperaturii aerului. Înghețul se produce atât ca rezultat al invaziilor de aer rece de origine arctică, cât și răcirii prin radiație, sub 0°C a suprafeței subiacente și a aerului de deasupra acesteia. Urmărind deplasarea în teren a înghețului, se constată că acesta se produce inițial pe fațada nordică a masivelor muntoase ale Carpaților Meridionali, determinat de invaziile de aer rece de origine anticiclonică din dorsala Anticiclonului Siberian, după ce a ocupat cuveta transilvană, la care se adaugă și reducerea mediilor zilnice ale temperaturii determinată de expoziție. Astfel, primul îngheț în arealul Carpaților Meridionali se produce în medie după 10 octombrie, între 600-1000 m altitudine (3.X la stația Rucăr - 679 m, 1. X la stația Sinaia - 879 m altitudine). La altitudini de 2000-2200 m aceasta se produce între 15-31 august (25. VIII la stația Țarcu - 2180 m). De la această înălțime în sus, înghețul se produce în tot timpul anului. În cadrul formelor negative de relief (văi și circuri glaciare), prima zi cu îngheț se produce în medie cu circa 10 zile mai devreme până la 1000 m înălțime și cu peste 15 zile mai devreme la înălțimi mari (fig. 26).

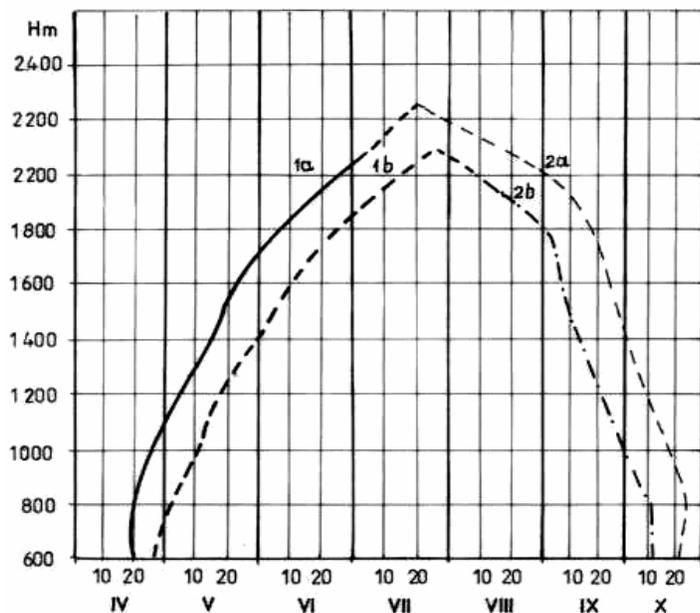


Fig. 26. Datele medii a primului și ultimului îngheț la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969). 1a. Ultimul îngheț – pante și culmi; 1b. Ultimul îngheț – văi și depresțiuni; 2a. Primul îngheț – pante și culmi; 2b. Primul îngheț – Văi și depresțiuni.

În ceea ce privește datele externe de producere a înghețului, acestea sunt dependente atât de starea generală a climei, cât și de condițiile locale (relief, vegetație) care, îmbinându-se, împing aceste valori extreme departe de valoarea medie; (8. IX - cel mai timpuriu îngheț, 30. X - cel mai târziu, față de 3. X - data medie a primului îngheț la stația Rucăr); sau (3. VIII - cel mai timpuriu îngheț, 6. X - cel mai târziu, față de 25.VIII - data medie a primului îngheț la stația Țarcu 2180 m)

Ultimul îngheț se produce mai devreme în partea joasă a masivelor montane, în medie în ultima decadă a lunii aprilie între 600-1100 m (cu diferențieri în funcție de climatul de adăpost în depresțiuni, unde acesta întârzie până la prima decadă a lunii mai, 3. X la stația Rucăr), cauzat de unele situații în care aerul rece coborât de pe culme poate da îngheț, fiind amplificat și de efectul răcirii radiative din cursul nopții. Ultimul îngheț întârzie foarte mult către zona înaltă, unde se înregistrează în prima decadă a lunii iulie. La înălțimi de 2100 m aceasta se poate produce până în a doua decadă a lunii august (19. VIII la stația Țarcu - 2180 m). Întrucât la altitudini mai mari de 2200 m înghețul se poate produce în orice zi a anului, rezultă că, de la aceste altitudini în sus, nu se mai poate vorbi de prima sau ultima zi cu îngheț. Față de pante și culmi, ultimul îngheț se produce mai târziu în văi și circuri glaciare, cu până la 10 zile la 600 m, cu 10-15 zile între 700-1500 m și cu 16-20 zile mai târziu între 1600-2000 m.

Datele extreme ale ultimului îngheț sunt, ca și în cazul primului îngheț, împinse spre sezonul cald cu circa 20 zile la 600 m (3.V - data medie a ultimului îngheț; 25.V - data extremă a ultimului îngheț la stația

Rucăr), 25 zile la 1100 m (15.V - respectiv 12.VI - la stația Predeal - 1095 m), 28 zile la 1600 m (2.VI respectiv 27.VI - la stația Casa Peștera - 1615 m).

Din cele prezentate mai sus rezultă că intervalul anual fără îngheț prezintă cea mai mare durată (170-180 zile) în zonele joase ale Carpaților Meridionali (15 zile la Rucăr) (fig. 27).

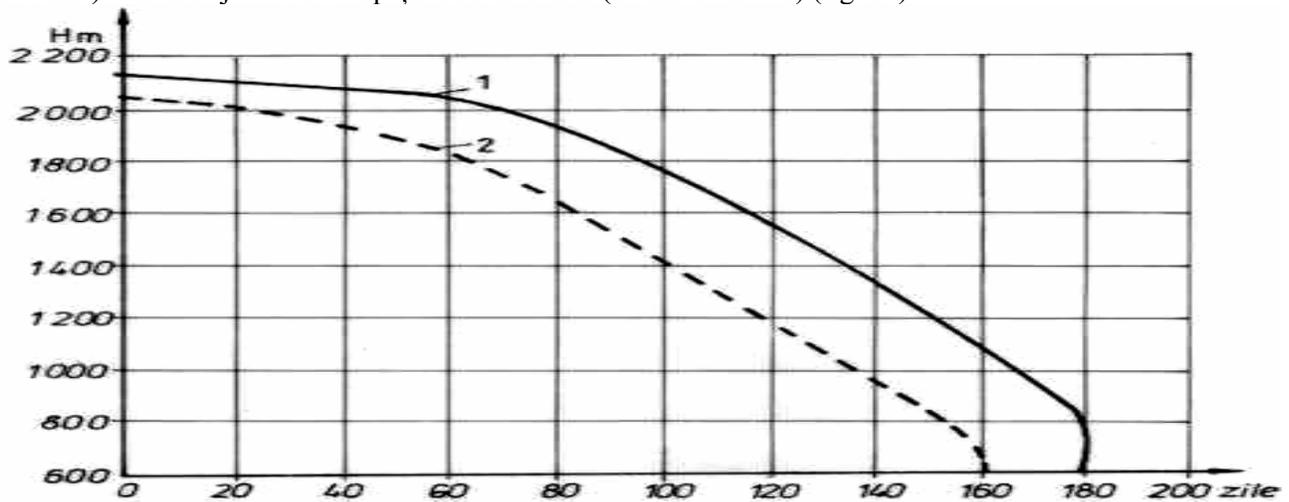


Fig. 27. Durata intervalului fără îngheț la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969). 1. Pante și culmi; 2. Văi și depresuni.

În raport cu creșterea altitudinii, durata intervalului se reduce treptat, ajungând la 150-160 zile la 1000 m (148 zile la Stația Sinaia - 879 m), 40 zile la 2100 m (42 zile - stația Țarcu - 2180 m). Peste 2100 m altitudine se înregistrează zero zile fără îngheț.

În formele negative de relief, care favorizează stagnarea aerului rece, durata intervalului anual fără îngheț este mai mică cu 20-25 zile. Sub influența fluctuațiilor circulației masei de aer, de la un an la altul, datele înghețului pot fi decalate față de datele medii având ca rezultat prelungirea sau scurtarea, în unii ani, a duratei intervalului anual fără îngheț. Pe baza aceluiași date se constată că numărul mediu de zile cu îngheț crește cu 3-5 zile la fiecare 100 m altitudine, între 600-1500 m și cu 12-14 zile la fiecare 100 m între 1500- 2500 m.

Primăvara, înghețul înaintază în înălțime cu circa 31 m pe zi.

Teoretic, la începutul lunii iulie, înghețul depășește nivelul de 2500 m dar poate să coboare oricând la acest nivel, chiar și în lunile de vară.

3.1.10. Numărul mediu de zile cu valori caracteristice de temperatură

Numărul mediu lunar și anual de zile în care temperatura aerului înregistrează anumite valori constituie caracteristici care completează analiza regimului temperaturii aerului și pot fi utile în diferite scopuri aplicative.

3.1.10.1. Numărul mediu de zile cu îngheț

Zile cu îngheț - sub acest parametru se cataloghează acele zile în care temperatura minimă coboară sub 0° C. Această scădere este caracteristică perioadei rece a anului (octombrie-aprilie), dar nu fac excepție nici lunile de vară, mai ales de la 2000 m altitudine în sus. Într-adevăr, deși la peste 2100 m altitudine înghețul poate avea loc în tot cursul anului, concret acest fenomen se înregistrează în numai 220-260 zile pe an, ceea ce exprimă expresiv bogăția covorului vegetal care este direct dependent de regimul temperaturii. Spre zonele mai joase, frecvența înghețului se reduce treptat, ajungând ca la 600 m altitudine, numărul mediu de zile cu îngheț să totalizeze anual circa 130 zile, pe forme pozitive de relief. Între 1000-1500 m altitudine, pe pante și culmi, asemenea cazuri se produc într-un interval de 8 luni (octombrie-mai).

În văi și circuri glaciare, frecvența înghețului este mai mare cu circa 10 zile pe an, iar intervalul anual în care se poate produce înghețul crește cu 1-2 luni comparativ cu cel caracteristic formelor convexe.

Referitor la lunile cu cele mai multe zile cu îngheț, începând din luna decembrie și până în luna martie se înregistrează peste 25 zile lunar cu îngheț, la altitudini de peste 1000 m. Sub această înălțime, datorită valorilor de încălzire ce se produc în timpul iernii, mai ales pe fața sudică a Carpaților Meridionali, se înregistrează un număr de 20-25 zile cu îngheț pe lună (fig. 28).

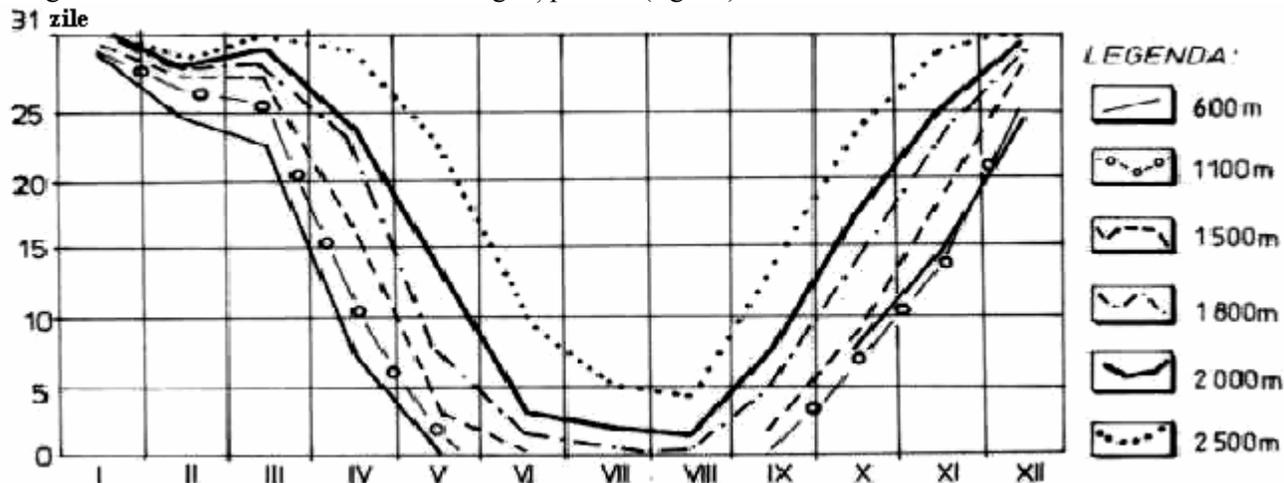


Fig. 28. Numărul mediu lunar de zile cu îngheț ($t_{\min} \leq 0^{\circ} \text{C}$) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Pentru perioada caldă a anului (mai-septembrie), la altitudini de 600 m se înregistrează zero zile cu îngheț (începând din a doua decadă a lunii mai și până la mijlocul lunii septembrie). Începând cu 1800 m, curba numărului mediu de zile cu îngheț este continuă, ceea ce înseamnă că, în anii mai reci, înghețul se poate produce și la aceste altitudini, în tot cursul anului.

3.1.10.2. Numărul mediu de zile de iarnă

Sunt acele zile în care temperatura maximă din cursul zilei nu depășește 0°C . Au o distribuție lunară interesantă, dirijată de înălțimea absolută și de formele de relief. Acestea totalizează un număr anual apreciabil, mai ales în zona muntoasă înaltă. În medie, se înregistrează circa 40-50 zile la altitudini sub 800 m, peste 100 zile la înălțimi mai mari de 1700 m și peste 150 zile la 2400-2500 m (fig. 29).

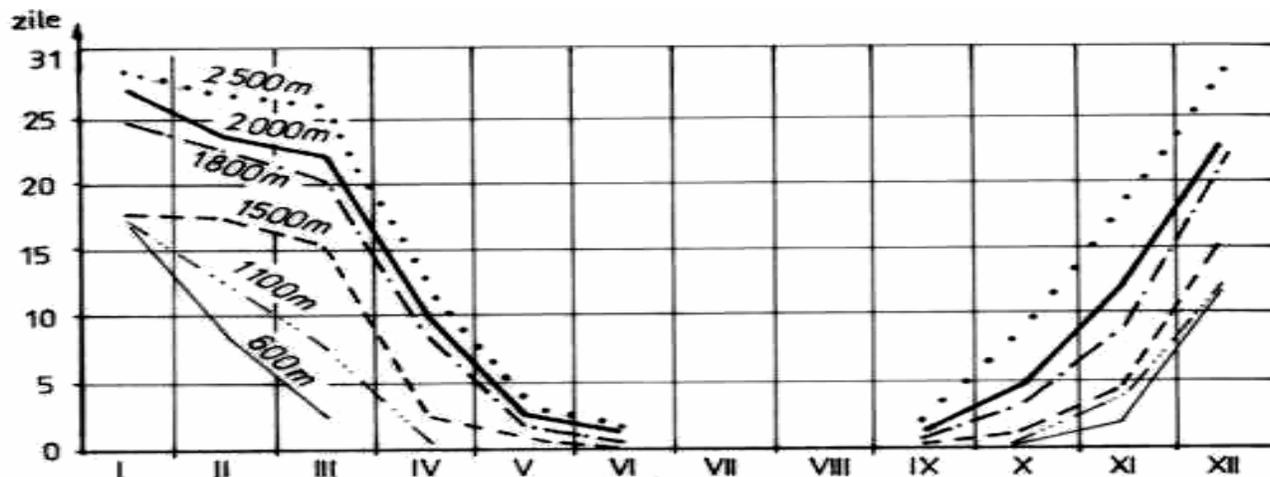


Fig. 29. Numărul mediu lunar de zile cu îngheț ($t_{\max} \leq 0^{\circ} \text{C}$) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Frecvența lunară maximă se înregistrează iarna când, în toate cele trei luni, se înregistrează 10-15 zile între 600-1500 m, 20-25 zile între 1600-2000 m și 26-30 zile la peste 2000 m altitudine.

Asemenea situații se pot produce, totuși, din octombrie până în aprilie, pentru altitudini sub 1100 m, respectiv septembrie și chiar iunie, pentru altitudini peste 1200-2500 m.

3.1.10.3. Numărul mediu de nopți geroase

Evidențiază condițiile aspre din punct de vedere termic care există în perioada rece a anului în regiunile muntoase. Nopțile geroase sunt considerate acelea în care temperatura minimă a aerului coboară sub -10°C . Acestea se înregistrează în întreaga zonă montană a Carpaților Meridionali din octombrie până în aprilie, într-un număr apreciabil de cazuri. În medie, anual, pe pante și culmi, nopțile geroase se produc în 30-40 de cazuri între 600-1300 m, 40-60 cazuri între 1400-1800 m, 60-80 cazuri între 1900-2000 m și peste 90 cazuri la peste 2500 m altitudine (fig. 30).

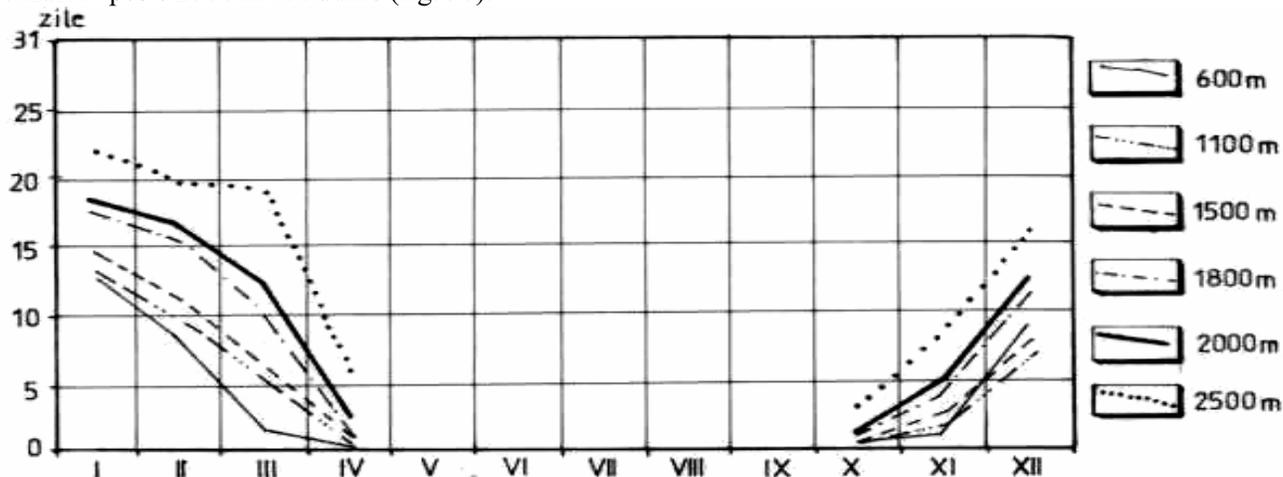


Fig. 30. Numărul mediu lunar de nopți geroase ($t_{\min} \leq -10^{\circ}\text{C}$) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

În văi și circuri glaciare, asemenea situații sunt ceva mai frecvente, cu 5-10 zile anual.

Numărul de nopți geroase înregistrează cea mai mare frecvență în luna ianuarie, sub 15 cazuri între 600-1500 m, între 15-20 cazuri până la 2000 m și peste 20 cazuri la altitudini mai mari.

Numărul mediu anual de nopți geroase crește, de asemenea, odată cu altitudinea. Astfel, sub 1300 m se înregistrează 33-40 cazuri iar peste această înălțime avem o creștere mai accentuată a numărului de nopți geroase. La 2000 m se înregistrează peste 70 de cazuri, iar la 2500 m peste 90 de cazuri în care temperatura minimă, în cursul nopții, coboară sub -10°C .

3.1.10.4. Numărul mediu de zile de vară și tropicale

Zilele de vară ($t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$) și tropicale ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) se caracterizează printr-un număr redus anual, care scade considerabil în altitudine.

Apariția zilelor de vară în masivele înalte, peste 1700 m și a celor tropicale la înălțimi peste 1000 m, este exclus.

În depresiunile intracarpatică și culoare, numărul zilelor de vară este de 40 zile la altitudine de 600 m, iar cele tropicale de 8-10 zile la aceeași înălțime.

Scăderea bruscă a numărului de zile de vară și tropicale și atingerea valorii de zero zile la altitudinea de 1700 m respectiv creșterea accentuată a numărului zilelor cu îngheț și de iarnă odată cu creșterea altitudinii demonstrează încă odată influența hotărâtoare a factorului altitudine asupra regimului termic și repartiției diferitelor praguri de temperatură. Acest aspect determină la rândul său apariția mai multor etaje termice cu dezvoltare în plan vertical, care la rândul său impune adaptarea diferitor tipuri de geosisteme ce se dezvoltă la aceste altitudini la condițiile energetice existente în fiecare etaj termic în parte (fig. 31).

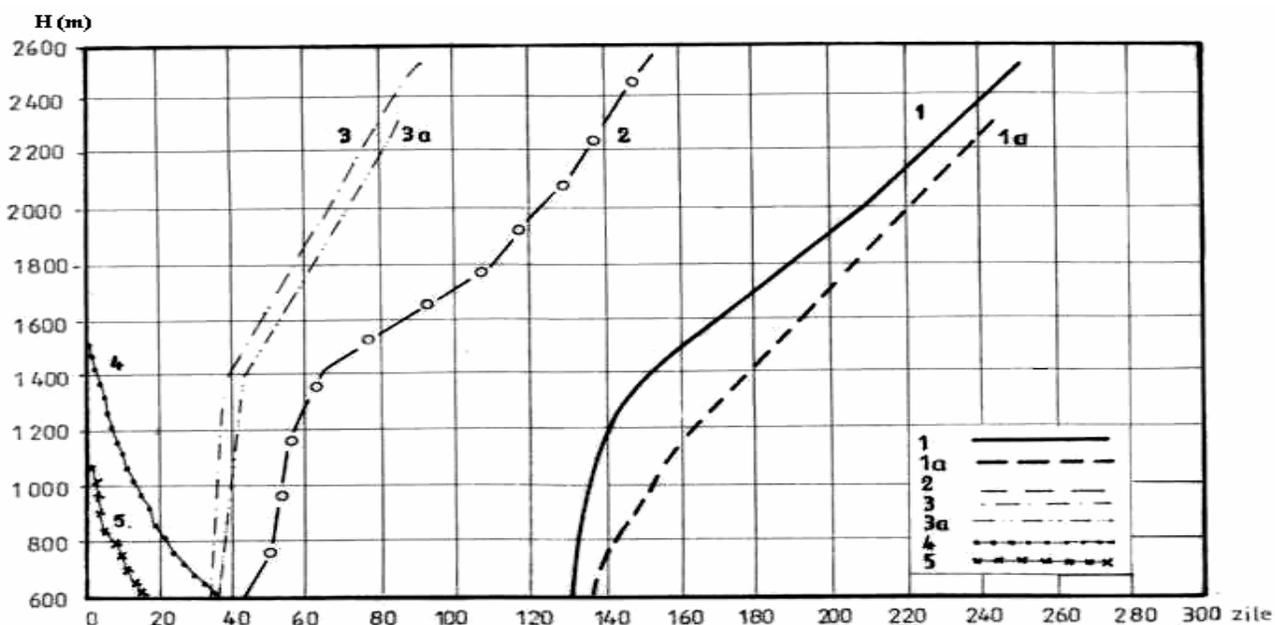


Fig. 31. Numărul mediu anual al zilelor și nopților cu temperaturi caracteristice la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969). 1. Zile cu îngheț (pante și culmi); 1a. Zile cu îngheț (văi și depresiuni); 2. Zile de iarnă; 3. Nopti geroase (pante și culmi); 3a. Nopti geroase (văi și depresiuni); 4. Zile de vară; 5. Zile tropicale.

3.1.11. Inversiuni termice în arealul Carpaților Meridionali

Distribuția verticală a temperaturii aerului în regiunile de munte este influențată nu numai de altitudinea absolută ci și de formele de relief. Astfel, relieful negativ permite realizarea unor inversiuni termice care, în funcție de configurația terenului, pot fi izolate la diferite altitudini sau înglobată în cadrul altor inversiuni extinse pe spații de mari proporții.

Ca rezultat al incidenței factorilor ce concură la schimburile termice care se produc în regim anticiclonic între diferite strate atmosferice, se pot distinge două tipuri de inversiuni.

3.1.11.1. Inversiuni totale

Acest tip de inversiune cuprinde întregul strat atmosferic situat între poalele munților și platourile alpine.

Se instalează, în general, pe fondul unor mase de aer reci cu grosimi mari. Culmile Carpaților Meridionali barează alunecarea spre sud a pânzelor reci de aer nordic, constituind pentru acestea un prag greu de trecut.

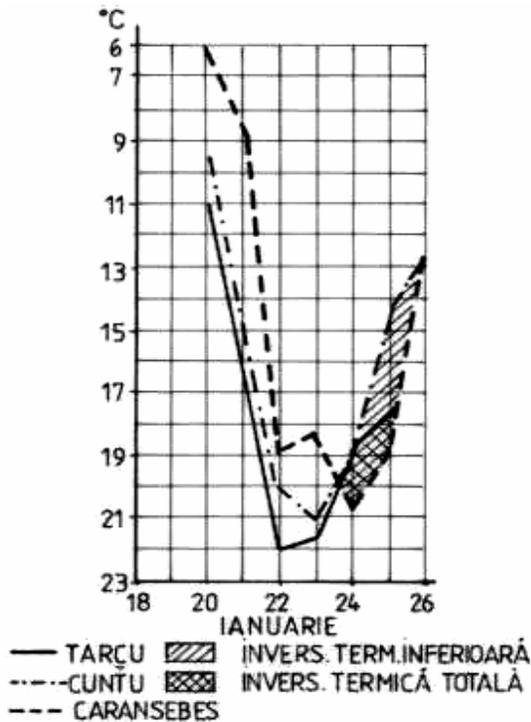
Funcția de baraj al munților, forma concavă a depresiunilor intramontane (Petroșani-Loviștea) și periferice (Hațeg, Caransebeș, Brașov), localizarea lor la poalele pantelor nordice (în cazul depresiunilor periferice), favorizează producerea inversiunilor de temperatură, fapt care afectează chiar mersul normal al valorilor de temperatură medie lunară, la altitudini sub 1000 m.

Aerul rece de pe platourile alpine, alunecând pe versant duc la scăderea treptată a valorilor temperaturii în zona joasă de la poalele munților. În acest interval, pe culme, datorită circulației intense a aerului, temperaturile se mențin mai ridicate. Aerul antrenat în mișcare descendentă în următoarele 1-2 zile continuă să se răcească radiativ în cursul nopții, amplificând diferența termică, schimbând astfel sensul gradientului termic, până la nivelul creștelor muntoase. Acest tip de inversiune are o frecvență redusă (2 cazuri în decurs de 5 ani), iar durata nu depășește 2-3 zile (fig. 32).

3.1.11.2. Inversiuni parțiale

Se pot forma atât în zonele joase (inferioare), cât și în cele înalte ale reliefului muntos (superioare).

Fig. 32. Variația temperaturii medii zilnice pe versantul nord-vestic al Masivului Țarcu între 20-26. 01. 1963 (după Sabău, Raluca, Sabău, Al., 1974).



3.1.11.2.1. Inversiuni joase

La formarea inversiunilor joase pot concurs, separat sau combinat, advecțiile de aer rece, scurgerea acestuia de pe versanți în văi și depresiuni intramontane, precum și răcirile radiative nocturne (fig. 33).

Graficul de variație a temperaturii din intervalul respectiv arată că, datorită advecției unei mase de aer reci, în stratele atmosferice joase la Stația Caransebeș temperaturile au început să scadă, în timp ce la stațiile de altitudine, acestea au crescut. Prin interferența tendințelor respective de variație a temperaturilor la cele două niveluri (Caransebeș 241 m și Cuntu 1500 m) stratificația termică a aerului de pe versantul nordic al Masivului Țarcu s-a inversat. În perioada rece a anului (octombrie-aprilie) frecvența acestui tip de inversiune este de 3,4%, dar cea mai mare parte a lor se produc în lunile decembrie și ianuarie (tabel 10).

Tabel 10. Numărul zilelor cu inversiuni de temperatură produse între stația Predeal și Vârful Omul în intervalul 1. 10. 1927-1. 12. 1945 (valori medii lunare) (după Stoenescu, Șt., 1951).

Orele de observație	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Anual
8	-	0,4	1,8	4,1	4,6	5,1	2,6	2,0	-	20,6
14	-	-	0,2	0,9	1,2	1,0	0,3	0,7	-	4,3
20	-	0,2	0,8	2,4	2,9	3,0	1,0	0,8	-	11,1

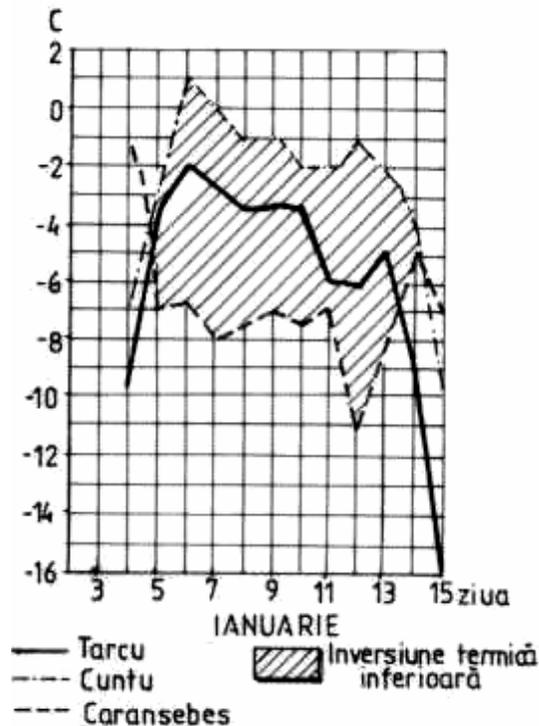


Fig. 33. Variația temperaturii medii zilnice pe versantul nord-vestic al Masivului Țarcu între 4-15. 01. 1963 (după Sabău, Raluca, Sabău, Al., 1974).

Din datele prezentate în tabelul 10 rezultă că în intervalul decembrie - ianuarie avem o frecvență de peste 5 zile la orele dimineții și 3 zile pe lună la orele serii, situații cu inversiune termică.

În orele amiezii, când insolația este maximă, aceste situații au tendința de a fi distruse, rezultanta fiind numărul redus de zile lunar cu situații de inversiune termice la ora 14 (fig. 34).

Frecvența medie anuală a inversiunilor termice în depresiunile inferioare și văi se ridică la 20-30 zile, fiind mai crescută în timpul nopții (35-40 zile). Ziua, frecvența este mai scăzută 10-15 zile.

De asemenea, frecvența este mai scăzută în partea inferioară a versantului decât în cea superioară.

Și în funcție de orientarea generală a masivelor montane a Carpaților Meridionali pe direcția E-V există o diferențiere a frecvenței în zile a inversiunii între flancul nordic și sudic (tabel 11).

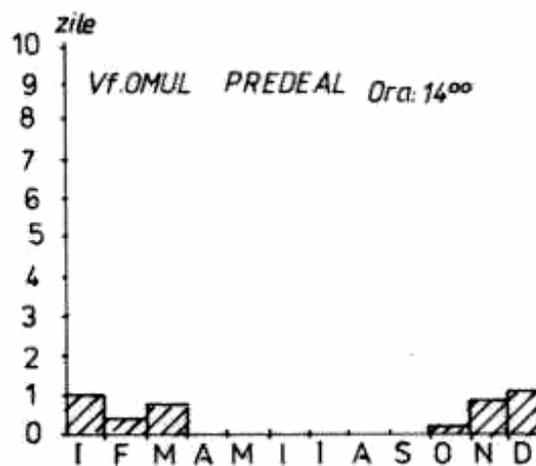
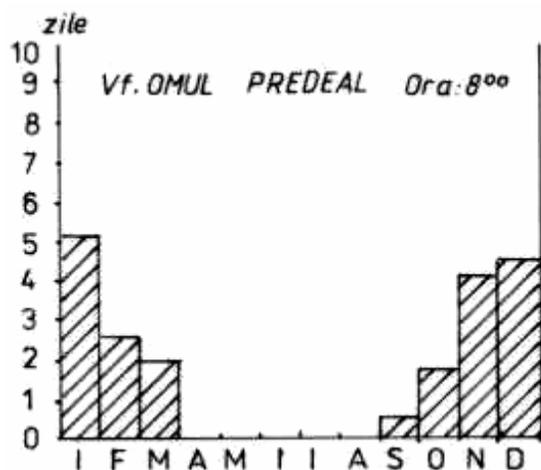


Fig. 34. Frecvența lunară a zilelor cu inversiune de temperatură la ora 8 și 14 pe profilul stația Predeal-stația Vârful Omul (1927-1945).

Tabel 11. Frecvența lunară și anuală a zilelor cu inversiuni de temperatură la ora 8 (1941-1945) (după Stoenescu Șt., 1951).

Profile	IX	X	XI	XII	I	II	III	Anual
Stația Vârful Omul-stația Bod	0,6	6,6	5,2	6,2	7,0	5,6	0,2	31,4
Stația Vârful Omul- stația Ploiești	-	0,7	1,5	2,2	2,0	0,4	-	6,8

Astfel, pe profilul Vârful Omul - Ploiești, frecvența anuală este de 6,8 zile, pe când pe profilul Vârful Omul - Bod, frecvența este de 31,4 zile pe an (fig. 35).

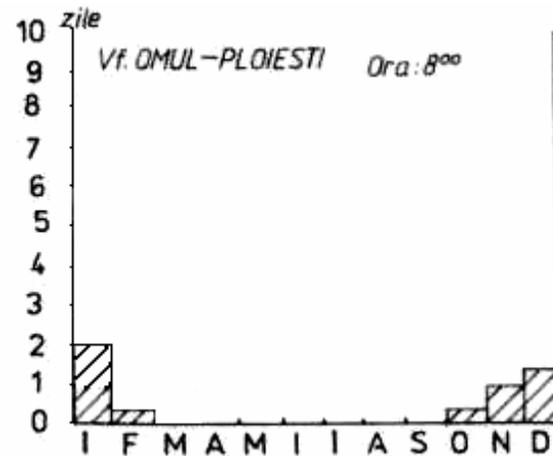
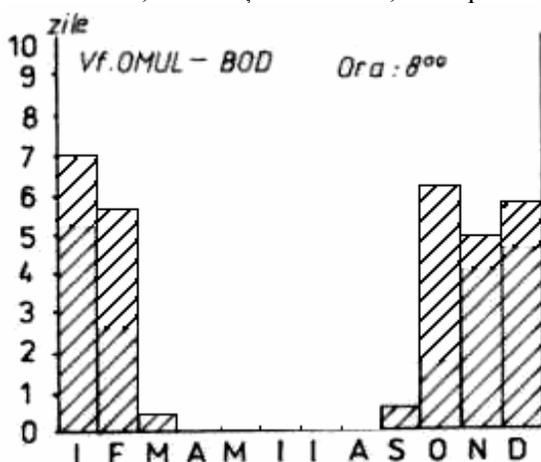


Fig. 35. Frecvența lunară a zilelor cu inversiune de temperatură la ora 8 pe profilul stația Vârful Omul-stația Bod și stația Vârful Omul-stația Ploiești (1927-1945).

Aceasta pune în evidență diferențierea dată de barajul orografic al Carpaților Meridionali, care blochează aerul rece nordic să pătrundă spre sud, precum și intensitatea insolației, care este mai mare pe flancul sudic.

3.1.11.2.2. Inversiunile din zonele înalte

Acest tip de inversiune este, în general, rezultatul stratificării aerului rece, scurs de pe platourile alpine în zonele depresionare înalte (circuri glaciare, coline, mici denivelări etc.). Inversiunile se pot produce și datorită răcirii radiative a aerului în zonele joase ale formelor negative de relief de la aceste altitudini în condiții de calm. Reprezentative sunt formele de orientare nordică, nord-vestică, unde radiația solară directă

ajunge numai într-un interval relativ scurt de timp. Umbrirea persistentă favorizează răcirii radiative îndelungate și păstrează doar stratificațiile stabile, în cadrul inversiunilor deja formate.

La aceasta se adaugă și stratul de zăpadă cu o persistență îndelungată, amplificând răcirea radiativă. (fig. 36).

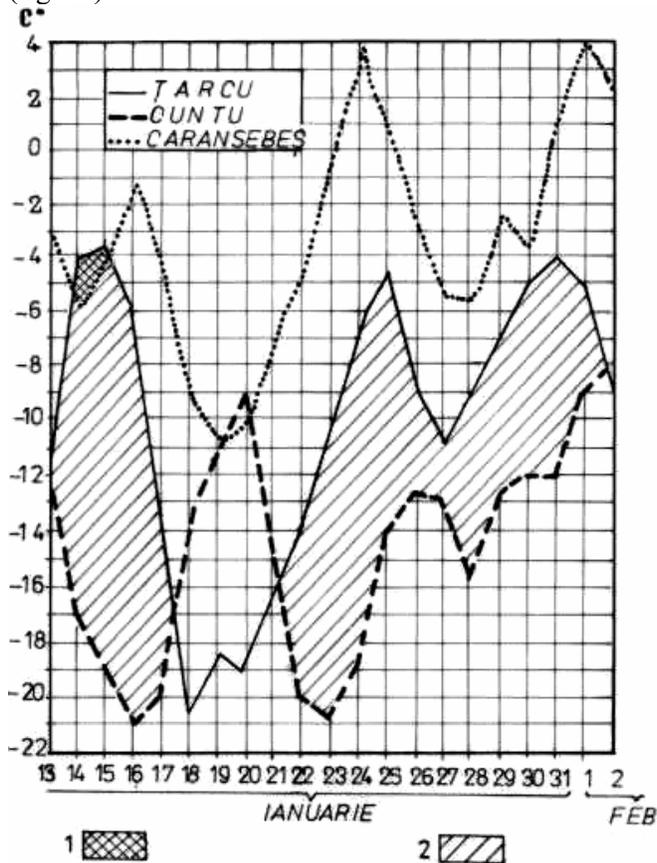


Fig. 36. Variația temperaturii medii zilnice pe versantul nord-vestic al Masivului Țarcu între 3. 01-2. 02. 1961 (după Sabău, Raluca, Sabău, Al., 1974).

Pe acest fond fizico-geografic se înțelege că inversiunile termice din zonele muntoase înalte sunt mai frecvente (4,8 %) decât cele de la baza munților (3,4%).

Inversiunile au frecvența maximă iarna (50-70 % din totalul anual) și toamna (30-40 % din totalul anual). Frecvența minimă apare întotdeauna vara și primăvara (3-4 % anual), ele putând să lipsească în timpul zilei.

Durata inversiunilor depinde de condițiile de geneză. Ea este cuprinsă între 3-5 ore în timpul verii și 20-24 ore și chiar mai multe zile la rând în sezonul rece.

În timpul verii, instalarea inversiunilor începe după apusul soarelui, atingând intensitatea maximă înainte de răsărit, între orele 4 și 6 și sunt distruse de insolație, între orele 7 și 8 dimineața. În timpul toamnei, distrugerea inversiunilor are loc mai târziu, în jurul orei 10, mai rar ele rezistând până la amiază. Astfel se exclude posibilitatea ca în sezonul cald durata inversiunilor să depășească o zi.

3.1.11.3 Gradienții termici în situații cu inversiuni termice

Instalarea inversiunilor determină o răsturnare a stratificației termice normale, prin apariția gradientilor negativi (tabel 12).

Tabel 12. Gradienții termici medii ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) pe versan în situații cu inversiuni termice, calculați pe baza temperaturilor maxime și minime zilnice (1950-1958).

Profilul stația Vârful Omul-stația Brașov

Gradientul termic ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Maxim	-0,08	-0,07	-0,08	-	-	-	-	-	-	-	-0,26	-0,2	-0,15
Minim	-0,16	-0,18	-0,25	-0,06	-	-	-	-	-0,11	-0,08	-0,13	-0,24	-0,15

Profilul stația Vârful Omul-stația Predeal

Maxim	-0,13	-0,09	-0,04	-0,06	-	-	-	-	-	-0,08	-0,12	-0,04	-0,08
Minim	-0,13	-0,09	-0,07	-0,02	-0,01	-	-0,05	-0,03	-0,06	-0,11	-0,14	-0,18	-0,08

Valoarea medie anuală a gradientilor de inversiune pe versanții masivelor montane a Carpaților Meridionali, este cuprinsă între $-0,05$ – $-0,15^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. În luna decembrie gradientii termici scad pe versanți la $-0,20$ – $-0,25^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

În situații extreme, dominate de regim baric anticiclonic, gradientii de inversiune pe versanți coboară sub $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, atingând valoarea maximă de $-2,62^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (tabel 13).

Tabel 13. Intensitatea maximă a inversiunilor de temperatură pe versant în Carpații Meridionali.

Ziua/ora	Stația	Altitudinea (m)	Temperatura aerului (°C)	Diferența de temperatură (°C)	Gradient termic (°C/100 m)
14. 01. 1965 ora 06	Vârful Omul	2509	-9,0		
	Brașov	560	-27,0	-18,0	-0,92
14. 01. 1965 ora 04	Predeal	1093	-11,0		
	Brașov	560	-25,0	-14,0	-2,62
14. 01. 1965 ora 04	Parâng	1558	-2,5		
	Petroșani	706	-13,8	-12,6	-1,45

Gradientii sunt mult mai coborâți în partea inferioară a versanților, unde inversiunile sunt maxime ca intensitate.

În concluzie influența reliefului Carpaților Meridionali asupra variațiilor de temperatură se manifestă în două sensuri: în plan orizontal și în plan vertical.

Modificările termice în plan orizontal afectează zonele geografice situate de o parte și de alta a lanțului muntos, respectiv Depresiunea Transilvaniei în nord și Câmpia Română în sud. Această diferențiere se manifestă sub forma unei asimetrii termice între regiunile nordice și sudice, determinată de efectul de baraj pe care îl exercită Carpații Meridionali asupra maselor de aer.

Diferențierile termice verticale sunt mult mai evidente și se exprimă prin valoarea gradientului termic real cu care temperatura crește sau scade pe versant. El este mai scăzut în partea inferioară a versanților și mai mare în partea superioară.

Cele mai mari valori ale gradientului se întâlnesc între 1400 m și 2000 m, atât vara cât și iarna, ca urmare a dezvoltării la aceste înălțimi a sistemelor nervoase care eliberează mari cantități de căldură în procesele de condensare. În jumătatea inferioară a versanților gradientii reali devin negativi în lunile de iarnă atât noaptea cât și ziua.

Vara, în iulie, gradientii negativi sau izotermi apar în orele de noapte la baza versanților. În orele de zi, aceștia au valori normale pe toată lungimea versantului.

Se observă și o evidentă deosebire în ceea ce privește valoarea gradientilor pe versanții nordici și sudici ai Carpaților Meridionali. Astfel, pe versanții sudici, gradientul real în lunile de iarnă se ridică la 0,4-0,6° C/100 m.

În lunile de primăvara-vară gradientii cresc la 0,7° C/100 m, iar pe versanții afectați de mișcările descendente ale aerului cu caracter föhnic, acestea cresc la 0,8-0,9° C/100 m.

3.2. Umezeala atmosferică

Vaporii de apă conținuți în atmosferă constituie o caracteristică importantă în definirea mediului climatic din regiunile montane. Deși invizibili și greu de evidențiat, vaporii de apă participă la toate procesele fizice și biologice ale naturii. Ei dau în mod efectiv climatului caracterul „umed” sau „uscat” (nu cantitatea de precipitații din ploi, care sunt fenomene discontinue).

Aceștea asigură umiditatea necesară formării norilor și producerii precipitațiilor; favorizează și chiar participă la toate fenomenele de alterare superficială a rocilor și la procesul de solidificare; reduc insolația la nivelul suprafeței active prin absorbția și difuzia radiațiilor solare; noaptea frânează răcirea suprafeței active prin radiație, reducând astfel contrastele termice excesive ale microclimatului.

Cantitatea de vapori din atmosferă depinde de originea maselor de aer, de distanța parcursă de acestea în deplasarea lor pe continent (gradul de continentizare), de frecvența și cantitatea de precipitații, de structura suprafeței active subiacente.

Cele mai mari cantități de vapori sunt transportați pe teritoriul României dinspre Oceanul Atlantic, Marea Mediterană și pe un spațiu mai restrâns dinspre Marea Neagră. Restul cantității de umezeală este cedat atmosferei de suprafața subiacent activă, prin evapotranspirație, care la rândul său depinde de cantitatea de precipitații căzute în zonă.

3.2.1. Umezeala relativă

Gradul de umezeală sau de uscăciune a mediului aerian dintr-o zonă geografică, la un moment dat, este bine exprimată de starea hidrometrică sau umiditatea relativă (raportul procentual dintre tensiunea reală a vaporilor și cea maximă posibilă la aceeași temperatură a aerului).

3.2.1.1. Distribuția valorilor medii lunare și anuale ale umezelii

Distribuția valorilor medii lunare și anuale ale umezelii în cursul anului este foarte neomogenă, pe diferite niveluri altitudinale, rezultând o distribuție inversă față de cea a temperaturii aerului.

Valorile medii anuale cresc, în general, cu înălțimea de la 77 % la baza masivelor, la 85 % la altitudini medii iar la 2500 m altitudine ating 87,3 % (la stația Vârful Omul) (fig. 37).

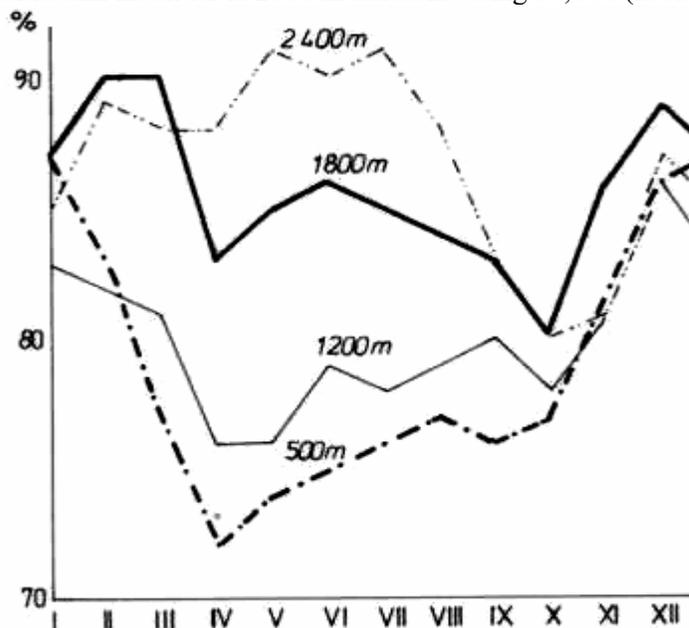


Fig. 37. Variația valorilor medii lunare ale umezelii relative a aerului la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

În partea inferioară a versanților, valorile anuale ale umezelii relative sunt mai puțin influențate de altitudine, rolul principal revenind poziției versantului față de lanțul muntos.

Între versanții nordici transilvăneni estici, sudici și vestici ai lanțului muntos al Carpaților Meridionali apar diferențieri importante, în funcție de predominanța maselor de aer cu diferite grade de umiditate.

Astfel, pe versanții nordici și vestici ai Carpaților Meridionali, umezeala relativă este mai mare decât pe cei sudici și estici la aceeași înălțime (fig.38).

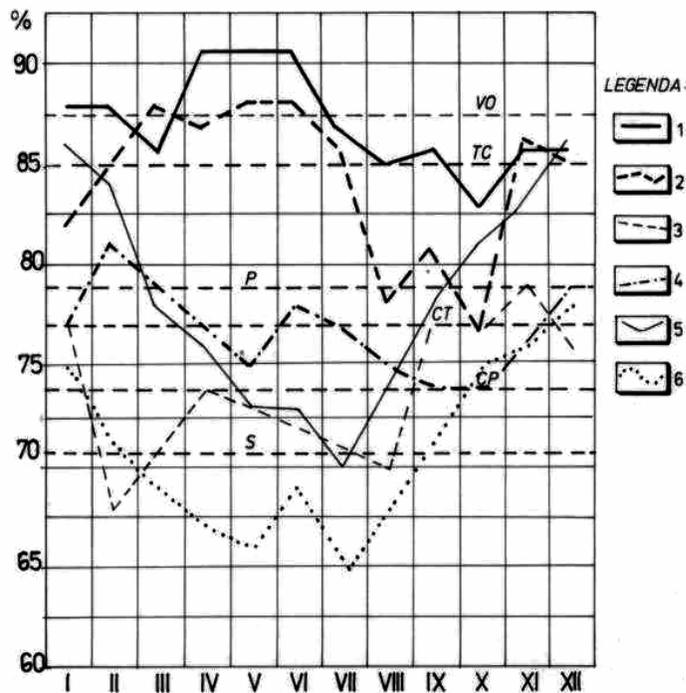


Fig. 38. Mersul lunar și anual al umezelii relative ale aerului la stațiile (1961-1969); 1. Vârful Omul; 2. Țarcu; 3. Casa Peștera; 4. Cuntu; 5. Predeal; 6. Sinaia.

Aceasta se datorește pe de o parte frecvenței mai mari a aerului oceanic pe laturile vestice și nordice ale lanțului muntos, iar pe de altă parte, frecvențelor mai mari a mișcării descendente de tip catabatic ale aerului pe versanții sudici, care au ca efect scăderea umezelii relative. La aceasta se adaugă și aportul pluvial mai mare pe versantul nordic, precum și o umbră mai îndelungată (tabel 14).

Pentru zona înaltă a Carpaților Meridionali, valorile crescute ale umidității relative se datoresc caracterului prin excelență dinamic al piscurilor înalte și nu a dezvoltării locale exagerate a proceselor de evaporare.

Tabel 14. Umezeala relativă medie a aerului (%) la stațiile perechi de pe flancul V-E și N-S în Carpații Meridionali.

Stația	Altitudinea (m)	I	IV	VII	X	Anual
Cuntu	1450	77	74	77	74	77
Casa Peștera	1615	77	74	71	66	73,8
Fundata	1371	83	75	78	77	80
Sinaia	1500	80	75	77	75	78

Pentru zona înaltă a Carpaților Meridionali, valorile crescute ale umidității relative se datoresc caracterului prin excelență dinamic al climei piscurilor înalte și nu a dezvoltării locale exagerate a proceselor de evaporare.

Valorile lunare ale umidității relative cresc cu altitudinea numai în sezonul cald (aprilie-august), în celelalte luni, acestea cresc până la altitudini cuprinse între 1800-2000 m, de la care se observă o descreștere a lor cu înălțimea.

Repartiția umezelii din sezonul cald se datorează curenților convectivi, care urcă pe pantele munților într-o mișcare caracteristică spre vârf, transportând la înălțime imensa cantitate de vapori furnizată de păduri prin evapotranspirație și de evaporarea surplusului de apă disponibil. În luna iulie la stația Vârful Omul se înregistrează o umiditate medie de 91 %.

Repartiția din sezonul rece a umidității se explică prin stratificarea stabilă a atmosferei, care are ca urmare coborârea nivelului de condensare (nivelul de formare al norilor), din care cauză părțile înalte ale reliefului se situează în straturi de aer mai uscat, cu valori de 84 % (Vârful Omul 88 %). Pentru regiunile joase (vâi și depresiuni) circulația descendentă a regimului anticiclonic provoacă o aglomerare a vaporilor de apă, crescând astfel umiditatea la valori medii de 87 % (Caransebeș 83 %) (fig. 39).

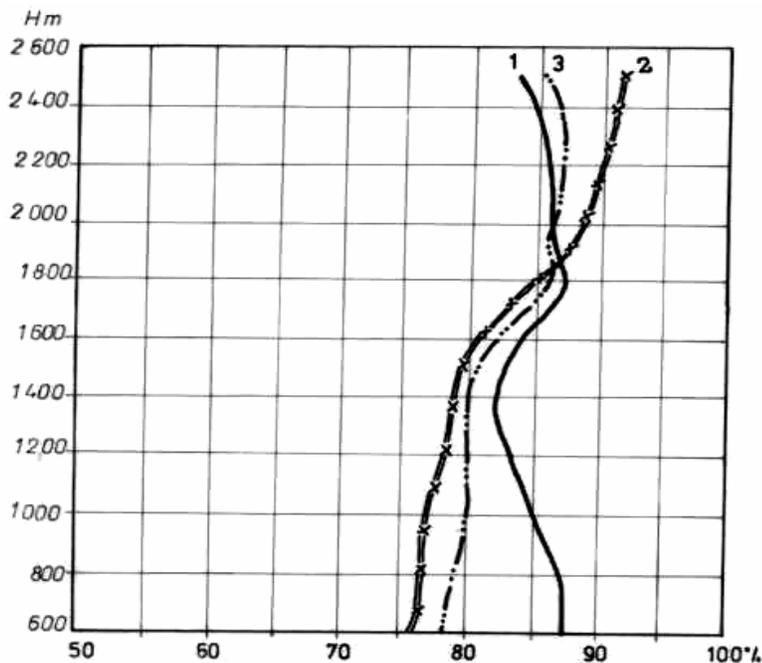


Fig. 39. Variația umezelei relative ale aerului în plan vertical în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. Media lunii ianuarie; 2. Media lunii iulie; 3. Media anuală.

Totodată, influența diferitelor tipuri de circulație crează diferențieri deosebit de mari în timpul iernii între masivele muntoase expuse circulației vestice și mediteraniene (Țarcu 90 % în luna februarie), în comparație cu stația Casa Peștera din Bucegi cu valori de 68 % (vezi fig.37).

3.2.1.2. Regimul anual al umezelii relative

Variația în cursul anului prezintă la rândul ei deosebiri mari, determinată de altitudine, de expunerea versanților, de formele principale de circulație (vezi fig. 36).

De aceea, numai parțial, mersul anual al umezelii relative apare inversat față de cel al temperaturii. În zonele cu altitudini sub 1000 m se poate contatat existența a două maxime: una principală, în decembrie-ianuarie și una secundară, în mai-iulie, cauzate de circulația aerului umed oceanic, care produce precipitații abundente. Minimul principal apare în aprilie, iar cel secundar în luna august. În zonele cu altitudini cuprinse între 1000-1800 m, maximumul principal apare în luna ianuarie sau februarie, cel secundar fiind mult mai atenuat și apare în luna iunie. Minimul principal apare în luna martie, sub 1500 m și în octombrie, peste această limită.

La altitudini peste 2100 m, cele mai mari valori lunare se produc în mai-iunie și, mai ales, în luna iulie, ca urmare a aportului mare de vapori de apă proveniți din părțile inferioare prin convecție. Minimum principal este mult mai slab și apare în ianuarie sau martie.

Amplitudinea anuală de variație a umezelii relative reprezintă diferențe apreciable pe verticală, ea având valori mai mici în partea înaltă a masivelor montane, sub 10 %, fiind cea mai crescută pe vârf. În părțile joase valorile cresc la 15-20 %, putând depăși această valoare pe flancurile sudice ale Carpaților Meridionali.

Analizând distribuția în altitudine a umezelii relative și diferența dintre versantul nordic și sudic se constată că în zonele joase, sub influența reducerii înălțimii nivelului de condensare, pe versantul nordic (600-800 m) se înregistrează o umezeală relativă, ce depășește pe cea a versantului sudic cu peste 8-10 %.

La altitudini mari, în schimb, se înregistrează diferențe negative, începând din martie și până în mai, perioadă în care treptat, acestea se instalează și în zonele mai joase ale versanților. Toamna, aria valorilor negative se extinde în timp, din august până în decembrie, iar la altitudini de 1400-1500 m diferențele negative au valori mai mici de 2 %.

Umezeala mai mare de pe versantul sudic, primăvara și toamna, se explică prin aportul maselor de aer mediteranean, în această perioadă a anului (fig. 40).

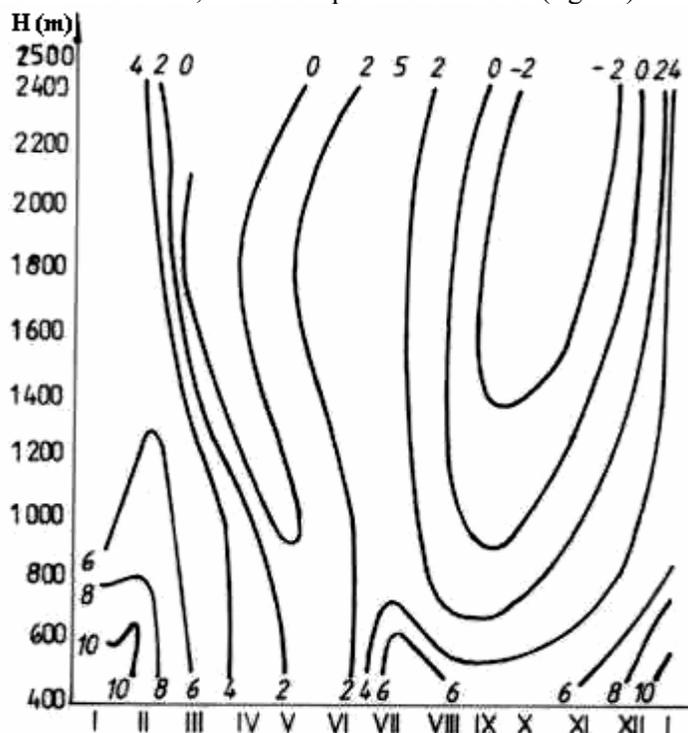


Fig. 40. Variația anuală a diferențelor între umezeala medie (%) de pe versantul nordic și sudic al Carpaților Meridionali (după Bâzâc, G., 1983).

3.2.1.3. Mersul diurn al umezelii relative

Mersul diurn al umezelii relative este influențat direct de regimul insolației. Totuși, față de ora maximumului de intensitate a instalației (ora 12), care ar trebui să prezinte o simetrie pentru mersul diurn al elementelor meteorologice, se constată o disimetrie a curbei hidrometrice, provocată de inerția în încălzire și umezire a aerului, între culme și văile joase.

În cursul nopții se produce o descendență pe pante a aerului rece și umed de pe culme, producând astfel o creștere progresivă a umidității relative în văi, până la răsăritul soarelui.

Aerul dislocat de pe culme este înlocuit cu unul mai uscat din atmosferă liberă. Spre deosebire de fundul văilor, umezeala relativă pe vârf scade astfel în cursul nopții, scădere care, iarna, continuă și în cursul zilei.

Vara, pe culme, aerul este mai uscat înainte de amiază decât în a doua parte a zilei, când vaporii de apă sunt înălțați din văi de către circulația convectivă.

În luna ianuarie, mersul diurn se caracterizează prin amplitudini destul de reduse, cuprinse între circa 12-13 % la altitudini joase și numai 4-2 % la înălțimi de peste 2000 m. Până la 1200 m, maximum diurn se realizează simultan cu minimum diurn de temperatură (în orele dimineții), iar minimum diurn simultan cu maximum diurn de temperatură (fig. 41).

La altitudini mai mari de 1200 m minimum diurn se realizează tot în orele dimineții, iar maximum la diferite ore din cursul după amiezii, nopții sau al dimineții.

Pentru lunile de primăvară, mersul diurn al umezelii relative a aerului la toate nivelurile este mai accentuat, ca urmare a creșterii amplitudinilor termice diurne (amplitudini de 40 % la altitudini joase și 6-7 % la înălțimi mari).

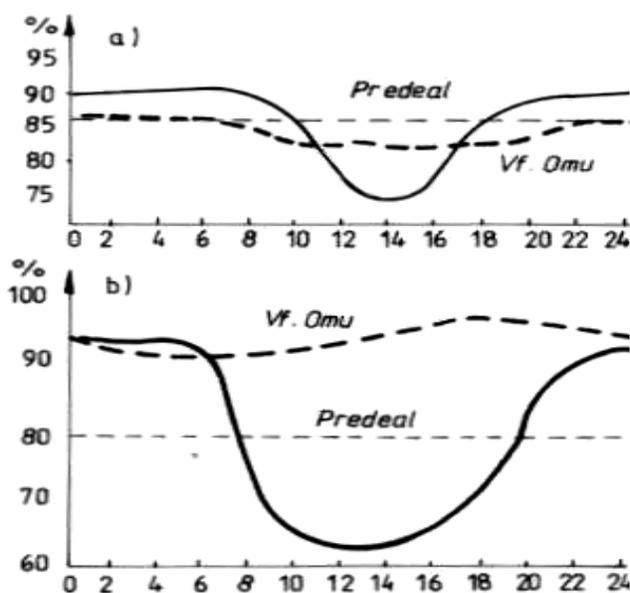


Fig. 41. Mersul diurn al umezelei relative ale aerului la stațiile Vârful Omul și Predeal (1941-1945): a). Luna ianuarie; b). Luna iulie.

În luna iulie, amplitudinile, în general, nu depășesc pe cele realizate în luna aprilie, dimpotrivă la altitudini mari ele se reduc sub 6-2 %, cauzate de creșterea convecției termice din timpul zilei. Din această cauză, în orele amiezii, vara, se realizează și cei mai mari gradienti ai variației zilnice, ai umezelei relative din cursul anului, când la altitudini joase se produce minimum diurn, iar la cele mari maximum diurn (fig. 42).

Pentru lunile de toamnă, amplitudinile medii orare ale umezelei relative se mențin ridicate (peste 40 %), în zonele joase și se reduc foarte mult cu înălțimea, ajungând la numai (2-3 %) la altitudini mari.

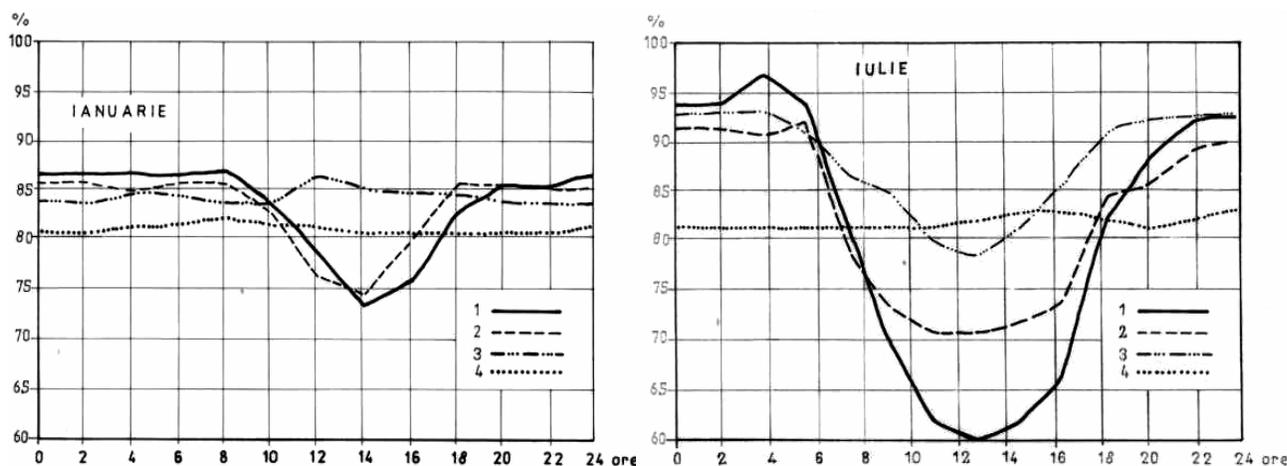


Fig. 42. Mersul diurn al umidității relative ale aerului în lunile ianuarie și iulie la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 600 m; 2. 1200 m; 3. 1800; 4. 2500.

3.2.1.4. Numărul mediu de zile cu valori caracteristice de umiditate

O caracteristică importantă a regimului umezelei relative o constituie frecvența în număr de zile a acesteia, pe diferite praguri. Această frecvență prezintă, de asemenea, o etajare verticală bine exprimată, determinată de variația termică.

Numărul mediu de zile cu umezeală mai mică de 30 % este relativ scăzut, astfel că, în medie anuală, nu depășește 25 de zile la nici o altitudine în Carpații Meridionali. La înălțimi joase, numărul mediu anual descrește la 18 zile la 600 m, până la 10-11 zile la 1100-1200 m, de unde crește treptat cu înălțimea, până la circa 24 de zile pe culme. Aceasta se explică prin scăderea umezelei relative în zona înaltă - în lunile de toamnă - datorită predominării regimului anticiclonic, iar în lunile de iarnă, situării lor deasupra nivelului de condensare. Cel mai mic număr anual de zile de la nivelul de 1200 m corespunde cu nivelul cel mai frecvent de formare a norilor.

Numărul mediu de zile cu umezeală relativă mai mică de 50 % prezintă anual o scădere continuă, funcție de altitudine, depășind 130 de zile la bază și, fiind mai reduse de 65 de zile, la altitudini mari.

Frecvența zilelor cu umezeală relativă deosebit de ridicată poate fi scoasă în evidență de numărul mediu de zile, când aceasta a depășit 80 % la amiază (ora 13). Repartiția acesteia, funcție de înălțime, este în strânsă dependență de creșterea generală a maselor umezelei relative, ca efect al scăderii temperaturii aerului. Aceasta este cuprinsă între 75 zile, la nivelul de 600 m și crește la 270 zile, pe culme.

Numărul de zile cu umiditate mai mare de 80 % este mai mare în intervalul cald al anului și mai redus în lunile de iarnă (fig. 43).

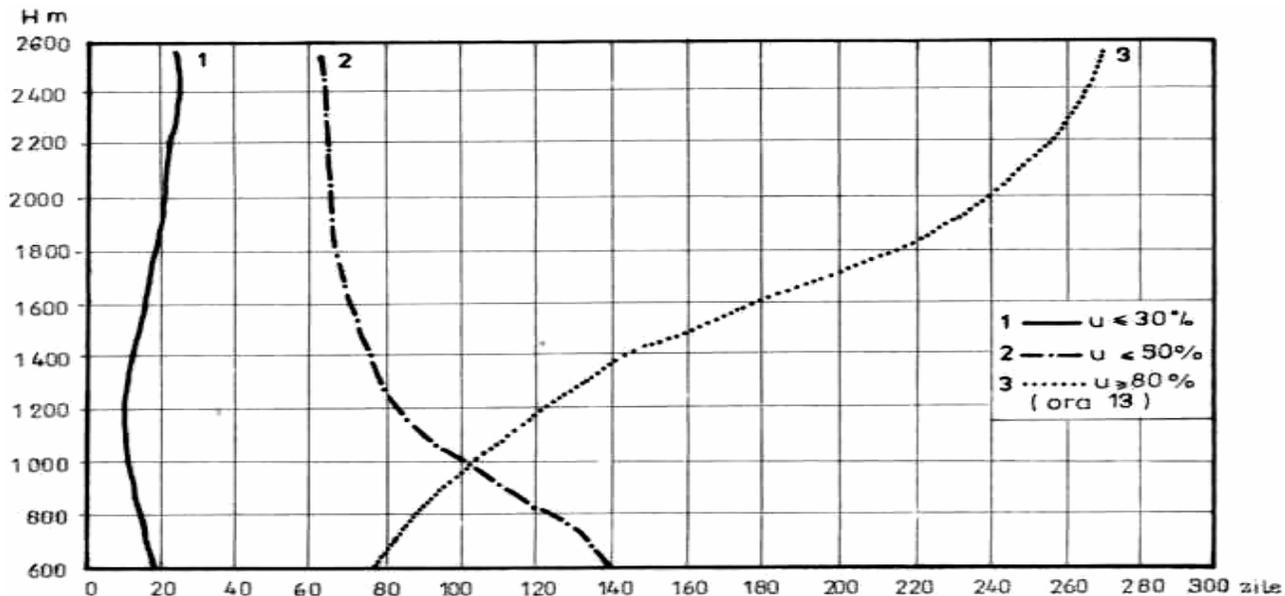


Fig. 43. Numărul mediu anual de zile cu valori caracteristice de umiditate relativă la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Acest parametru este afectat de circulația atmosferică, care determină diferențieri regionale importante, mai cu seamă, la înălțimi mici. Astfel, pe flancurile nordice și vestice ale Carpaților Meridionali, expuse circulației oceanice de nord-vest, frecvența este cu 15-20 zile mai mare decât pe flancurile sudice și estice ce sunt afectate de mișcări descendente ale aerului cu caracter föhnic, care reduc procentajul umidității.

3.2.2. Tensiunea vaporilor de apă

Acest parametru climatic indică presiunea vaporilor de apă într-un volum de aer. Tensiunea este direct dependentă de presiunea și temperatura aerului. Odată cu creșterea altitudinii, acești parametri scad (presiune scăzută, temperaturi joase), ceea ce nu permite aerului să rețină în suspensie decât o cantitate redusă de vapori de apă. Astfel, la altitudini de 2500 m, această cantitate este de 3,1 mm Hg, adică numai 51 % din cea de la nivelul câmpiei.

Rezultanta acestei distribuții este aspectul steril al piscurilor înalte, care sunt situate într-un mediu aerian uscat, în comparație cu zonele montane joase.

3.2.2.1. Mersul lunar și anual al tensiunii

Valorile medii lunare ale tensiunii prezintă în cursul anului o variație asemănătoare celei a temperaturii cu un maxim vara și un minim iarna. La toate nivelurile de altitudine, în anotimpul cald, aerul conține cea mai mare cantitate de vapori de apă și cea mai mare capacitate de absorbție.

Maximul tensiunii se înregistrează în lunile iulie-august, perioadă ce corespunde cu intensitatea maximă a insolației în zona montană a Carpaților Meridionali, intensificând astfel procesele locale de evapotranspirație.

Valorile sunt cuprinse între 14,5 mb la 600 m și scad treptat la 8 mb la 2500 m în luna iulie.

Iarna, procesele de evaporație sunt foarte reduse datorită temperaturilor scăzute. Începând din luna octombrie, în Europa Centrală și Sud-Vestică se intensifică activitatea dorsalei Anticiclonului Siberian, care transportă în direcția sud-vest mase de aer continental uscate. Această situație determină minimul tensiunii, ce se înregistrează în luna ianuarie cu valori de 3,4 mb la 600 m și 2,3 mb la 2500 m altitudine. În medie

anuală, tensiunea prezintă o descreștere treptată continuă, de la valori ce depășesc 8,5 mb în partea joasă la 5,0 mb, pe creste, la peste 2500 m altitudine (fig. 44).

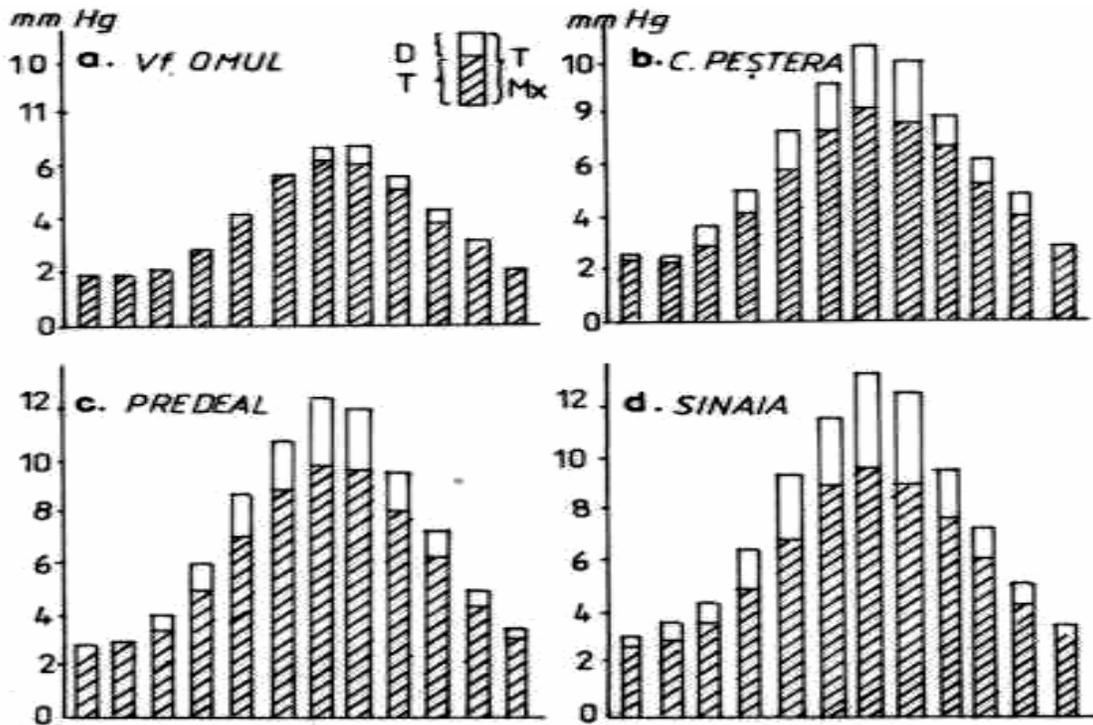


Fig. 44. Valori medii lunare ale tensiunii vaporilor de apă (T), deficitul de saturație (D) și tensiunea maximă (TMx) în Munții Bucegi (după Stoenescu, Șt., 1951).

Amplitudinea medie anuală este mai mare la baza masivelor (sub 10 mb la 600 m altitudine) și se reduce la (6-7 mb), la nivelul creștelor (fig. 45).

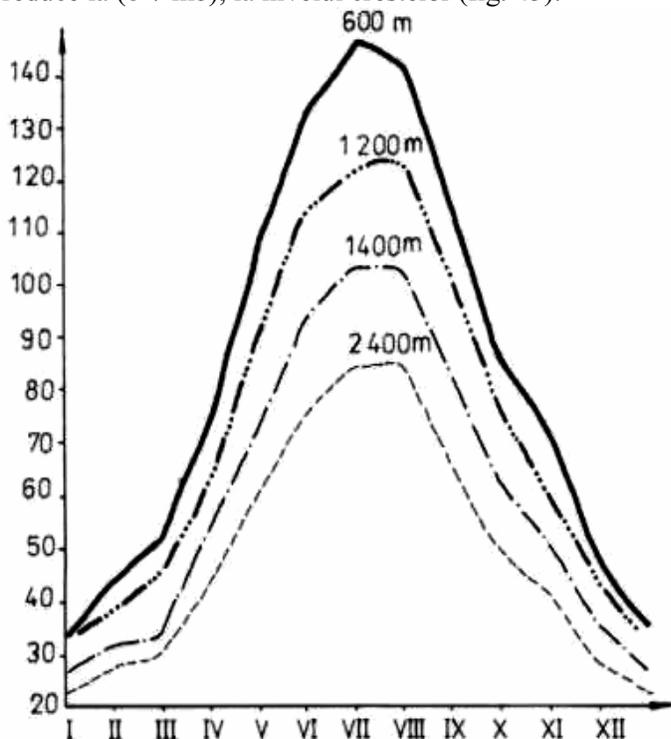


Fig. 45. Variația valorilor medii lunare ale tensiunii vaporilor de apă la diferite înălțimi în Carpații Meridionali (1961-1969).

Și în cazul acestui parametru, se pun în evidență diferențieri de valori între versantul nordic și sudic al Carpaților Meridionali.

Variația acestor valori, în funcție de altitudine, arată că, pe versantul sudic, tensiunea este mai mare decât pe cel nordic, începând din februarie și până în septembrie. Diferențele pozitive cele mai mari (0,4 mb) se înregistrează în lunile mai-iulie pe versanții sudici, până la altitudini de 1000 m. Valorile acestora scad treptat cu altitudinea, izopleta cu valoarea 0,0 mb, care indică o tensiune a vaporilor egal pe ambii versanți, coboară foarte jos, în luna februarie, și urcă rapid, începând din luna martie. Astfel, în lunile de vară, aceasta se găsește la altitudini de peste 2300 m (fig. 46).

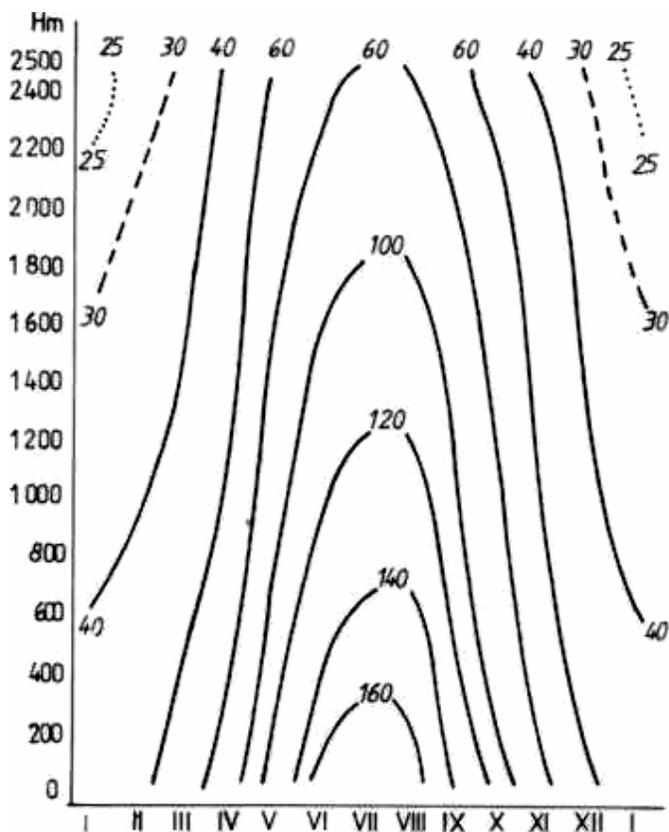


Fig. 46. Variația anuală a tensiunii vaporilor (mb) pe versantul sudic al Carpaților Meridionali (1961-1975) (după Bâzâc, Gh., 1983).

3.2.2.2. Mersul diurn al tensiunii vaporilor

Are un aspect asemănător cu cel al temperaturii în zona montană înaltă cu o maximă după amiază și minima dimineața. Pe pantele mijlocii și inferioare regimul diurn în timpul verii este puternic perturbat. Această perturbare se datorează circulației convective intense, în sensul ascendent. Ziua se înregistrează o creștere a tensiunii, în zona mijlocie a versanților. Spre seară, când se produc mișcări descendente locale, tensiunea scade pe culme și crește la poalele masivelor, unde se înregistrează maxima. Datorită răcirii nocturne, o parte din acești vapori se condensează sub formă de rouă sau brumă. În alte cazuri se formează ceața nocturnă în văi, din care cauză, în cursul nopții, tensiunea scade, atingând valoarea minimă înainte de răsăritul soarelui.

3.2.3. Deficitul de saturație

Pentru fiecare temperatură înregistrată, aerul poate înmagazina o cantitate maximă de vapori, atingând astfel punctul de saturație.

Diferența dintre valoarea maximă a tensiunii necesară saturației și cea reală a vaporilor de apă din atmosferă, reprezintă deficitul de saturație (fig. 47).

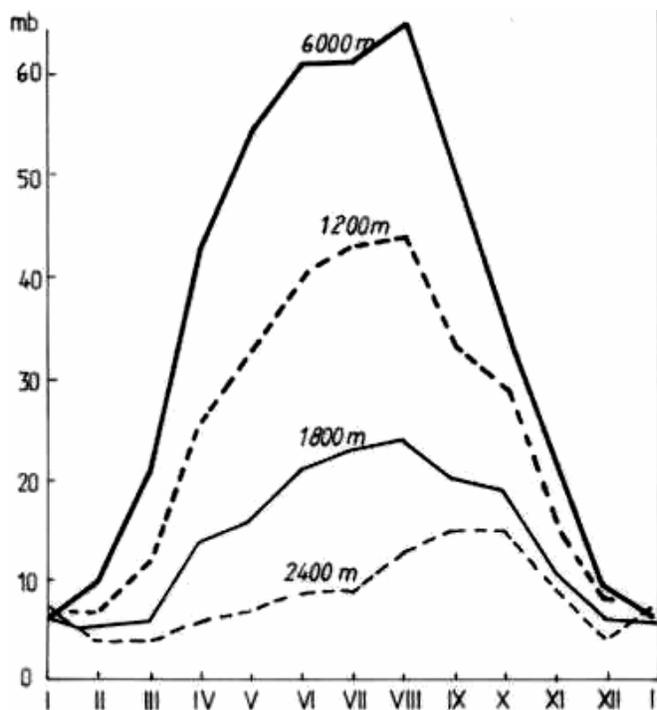


Fig. 47. Variația valorilor medii lunare ale deficitului de saturație la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Deficitul de saturație are cele mai mici valori în lunile de iarnă, în medie sub 1,0 mb la toate nivelurile de altitudine și se datorează aerului rece, care are o putere slabă de înmagazinare a umidității.

În lunile calde, însă, deficitul crește enorm deoarece încălzirea puternică și bruscă a aerului mărește capacitatea acestuia de a absorbi vaporii de apă. Acesta crește la peste 6,0 mb la înălțimi joase, în timp ce, la altitudini mari, în iulie și august, se menține sub 1,0 mb și crește puțin peste această valoare la intervalul august-octombrie.

Minimul anual se produce în luna ianuarie, până la altitudini de 1200 m și în februarie, la altitudini mai mari, iar maximul anual în luna august și chiar și în luna iulie, până la altitudini mai mici de 2200 m.

De la acest nivel în sus, valorile maxime se decalează în luna septembrie și chiar octombrie. În afara distribuției altitudinale a deficitului de saturație cu diferențieri remarcabile, există și o distribuție orizontală, diferențiată în funcție de orientarea versanților, circulația atmosferei, de gradul de expunere spre radiația solară directă (fig. 48).

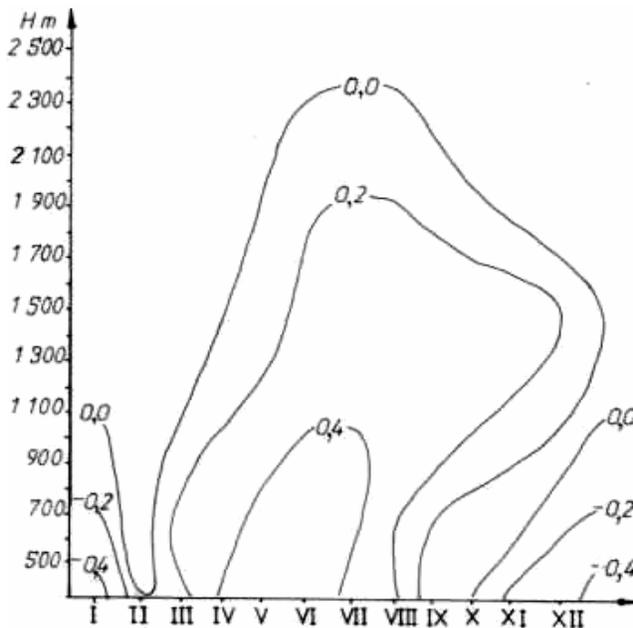


Fig. 48. Variația anuală a diferențelor dintre tensiunea vaporilor (mb) pe versanții sudici și nordici la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1970) (după Bâzac, G., 1983).

Astfel, se pune o diferență între versanții nordici și sudici ai Carpaților Meridionali.

Din analiza graficului rezultă că cele mai mari diferențieri apar în sezonul cald al anului și la înălțimi reduse cuprinse între (1,4-1,2 mb), în lunile iunie-iulie.

Pe versanții sudici, deficitul este mai mare cu 1,2-1,4 mb. Diferențele scad cu înălțimea, până la egalitate (izopleta cu valoarea 0,0 mb). Aceasta coboară până la 600 m altitudine, în luna aprilie și se află la peste 2200 m în lunile iulie-august.

3.3. Nebulozitatea atmosferică, ceața, vizibilitatea

Norii, ceața și vizibilitatea constituie fenomene meteorologice ce se produc ca efect al condensării vaporilor de apă din atmosferă. Între cele trei fenomene există o strânsă interdependență.

Pe de altă parte, vizibilitatea orizontală este funcție de intensitatea ceței, care se produce la suprafața solului și de prezența respectiv felul norilor, la diferite nivele în troposferă.

Pe de altă parte, în zona montană, pe măsura creșterii altitudinii și deci a atingerii respectiv depășirii nivelului de condensare, nu se mai poate face o deosebire între nori și ceață. Astfel, ascensiunea forțată a aerului pe pantele muntoase, determină condensarea vaporilor de apă și, deci, apariția picăturilor de apă în suspensie, care constituie, în același timp ceață și nori.

3.3.1. Forma norilor și raporturile lor cu relieful

În ceea ce privește nebulozitatea, Carpații Meridionali se caracterizează printr-o variație specifică a valorilor nebulozității, determinată de tipurile genetice de nori prezenți aici. Alături de formațiunile noroase advectionale rezultate din circulația maselor de aer (nori stratiformi, nori frontali), sunt prezenți și nori locali (de origine convectivă).

Norii stratiformi se dezvoltă în pânze, mai mult sau mai puțin compacte, în funcție de anotimp și mase de aer.

Grosimea lor este mică, depășind foarte rar înălțimea de 2500 m (Altostratus). Cel mai frecvent, ei au înălțimi mai mici, sub 2000 m, acoperind, uneori, numai pantele inferioare.

Culmile înalte, care străpung pânza noroasă, rămân sub forma unor insule, care ies din „marea de nori” înconjurătoare.

Culmile rămase deasupra acestor „mări” sunt puternic însorite, în timp ce pantele masivului de sub nivelul inferior al norilor sunt înglobate în ceață și burniță. Asemenea fenomene sunt mai frecvente în semestrul rece, mai ales dimineața, în mase de aer stabile.

Frecvența cea mai mare a cazurilor cu „mare de nori”, având plafonul superior sub 2500 m este maxim la ora 8 dimineața (circa 20 cazuri), în timp ce la orele 14 și 20, numărul cazurilor scade la 13-15. Fenomenul este prezent din luna septembrie până în luna mai, având frecvența maximă în luna ianuarie. De asemenea, se poate remarca faptul că pe versantul nordic al Carpaților Meridionali, în timpul verii, la

altitudini joace, acești nori (Altostratus; Nimbostratus) sunt mai frecvenți decât pe cel sudic. Aceasta se datorează barării maselor de aer oceanic de către arcul muntos al Carpaților de Curbură (tabel 15).

Tabel 15. Numărul mediu lunar al cazurilor cu “mare de nori” pe versantul nordic al Munților Bucegi având plafonul sub 2500 m (1941-1945) (după Stoescu, Șt., 1951).

Ora	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI	Anual
8	4,8	3,4	3,0	0,8	0,4	-	-	-	0,4	1,0	3,2	3,6	20,6
14	3,2	2,4	1,6	0,6	0,4	-	-	-	-	0,8	2,2	2,8	13,2
20	3,6	2,0	1,6	0,8	0,4	-	-	-	0,2	0,6	2,6	3,0	13,6

Norii Stratocumulus (Sc) și Stratus (St) înrudiți genetic sunt mai frecvenți decât As și Ns, la toate nivelurile altitudinale. Frecvența scade, de asemenea, cu înălțimea. La Vârful Omul, graficul foarte aplatizat indică, în general, valori mici. Frecvența maximă nu depășește, în general, 14 cazuri, în luna februarie, iar cea minimă este de 7 cazuri (fig. 49).

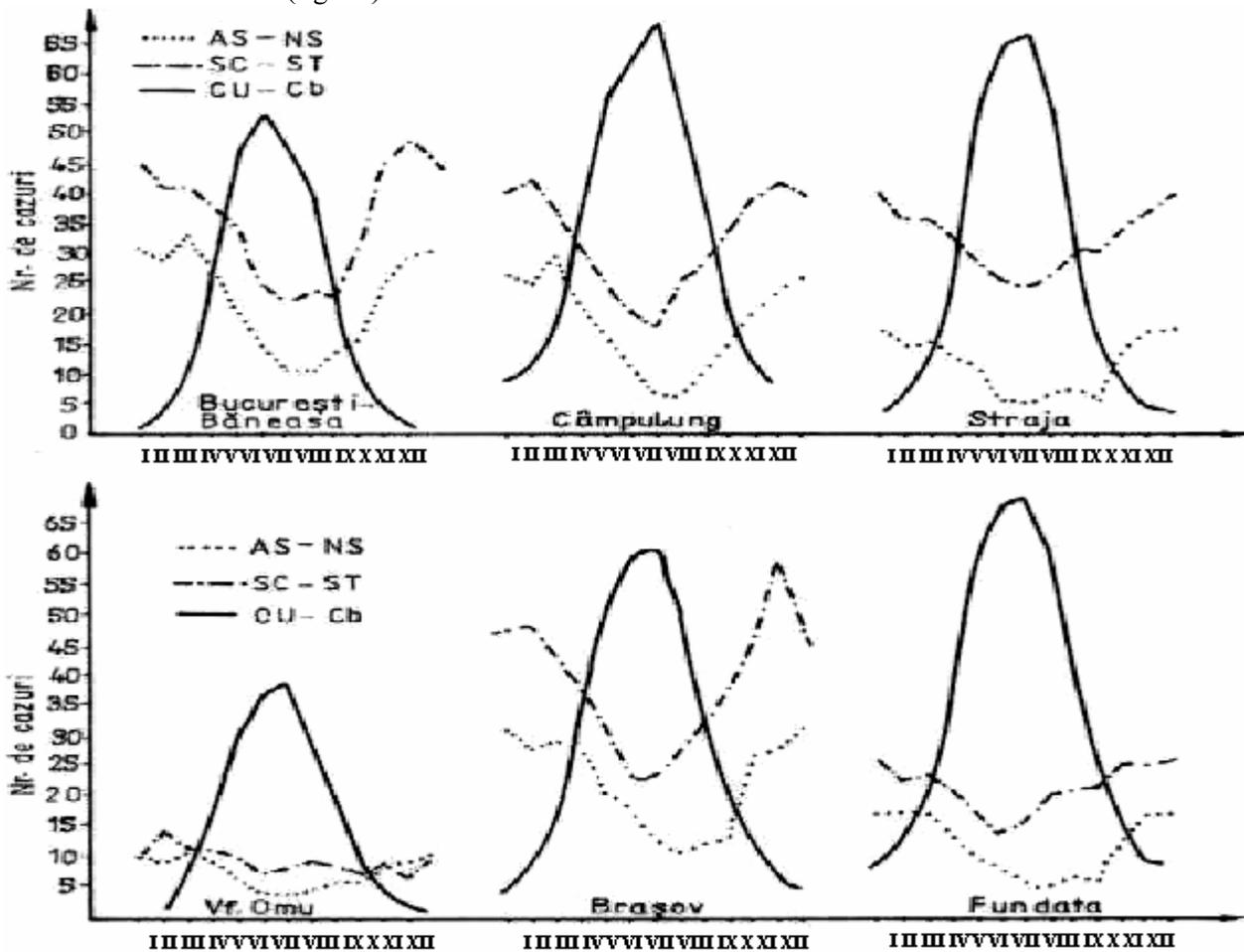


Fig. 49. Variația anuală a frecvenței medii lunare a principalelor genuri de nori (%) în Carpații Meridionali (după Bâzâc, Gh., 1983).

Norii convectivi, Comulonimbus (Cb) și Cumulus (Cu), prin graficul de variație al frecvenței, scot în evidență procesele convective, pe măsura creșterii înălțimii suprafeței active. Deși din norii Cumulus nu cad precipitații decât rareori, ei au fost luați în considerare pentru că, prin evoluție, se pot transforma în nori Comulonimbus, care au un aport deosebit la realizarea marilor averse din sezonul cald. Ei au o frecvență redusă iarna, datorită întreruperii parțiale a mișcărilor convective ale aerului în stratificație de tip anticiclonic.

Frecvența este mai redusă pe versanții nordici ai Carpaților Meridionali și mai crescută pe versanții

sudici în sezonul rece. Astfel, datorită unghiului mai favorabil al radiației directe spre baza versantului sudic, procesele de evaporare și cele de convecție pot fi mai ușor declanșate în perioada rece a anului. Aceasta este demonstrată de frecvența de 9-10 ori mai mare a norilor din genul Cumulus pe versanții sudici. Numai o parte din acești nori depășesc altitudinea de 1500 m și sunt observați la nivelul stației Sinaia.

Vara, când convecția este foarte puternică, frecvența acestor genuri de nori crește considerabil. Frecvența maximă apare în luna iulie, aceasta fiind de aproape 70 de cazuri. La stația Sinaia, această maximă are o valoare ceva mai mică din aceleași motive ca și iarna, iar la altitudine de 2500 m frecvența scade la 40 de cazuri. Versanții nordici, datorită unei insolații și convecții mai reduse au o frecvență mai redusă de apariție a acestor tipuri de nori.

3.3.2. Regimul și distribuția verticală a nebulozității în Carpații Meridionali

Factorii de genază și evoluție a tipurilor de nori amintiți înainte acționează asupra repartiției pe verticală și asupra variației zilnice și anuale a valorilor nebulozității în Carpații Meridionali, imprimând acestora trăsături proprii.

3.3.2.1. Regimul anual al nebulozității

În evoluția de la o lună la alta, nebulozitatea este influențată de o serie de factori, dintre care, în principal, rămân circulația atmosferei și succesiunea diferitelor formațiuni barice și fronturi legate de acestea. Se constată astfel că nebulozitatea totală prezintă o zonalitate evidentă, diferențierile de la o treaptă de relief la alta fiind, totuși, destul de reduse valoric (fig. 50).

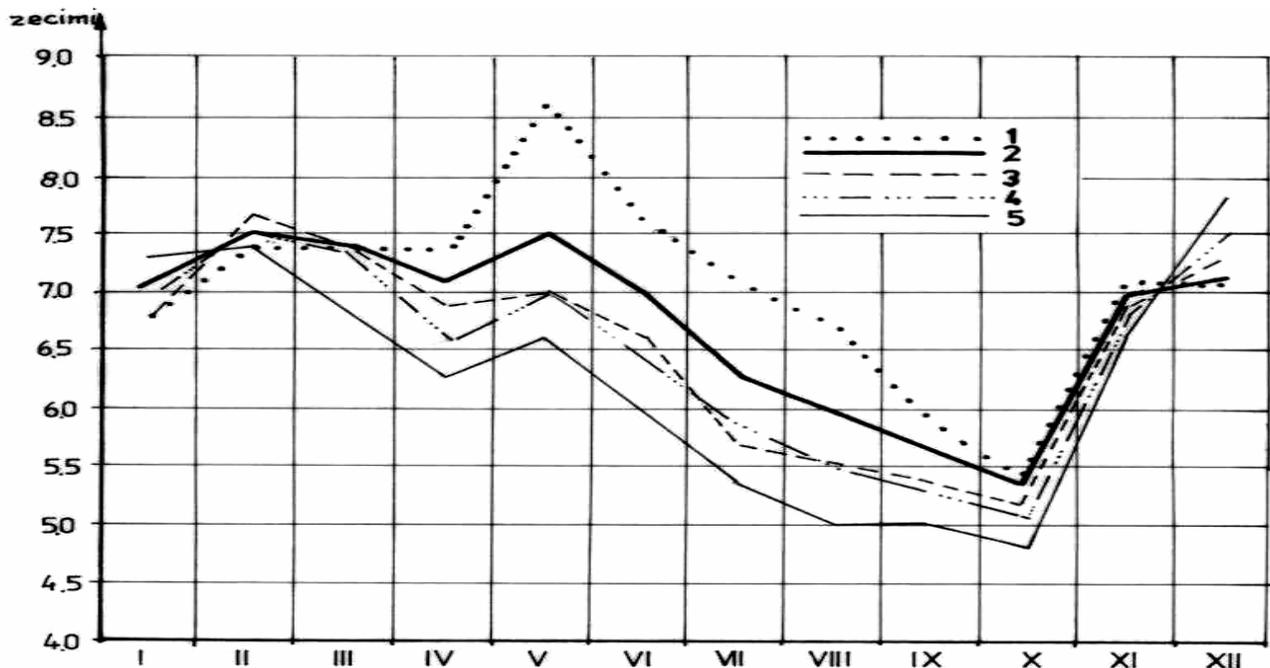


Fig. 50. Evoluția anuală a nebulozității la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 2400 m; 2. 2000 m; 3. 1600 m; 4. 1200 m; 5. 600 m.

Astfel, pentru treptele de relief mai joase (600-1000 m) maximul anual (7,0-7,5 zecimi) se înregistrează în cursul iernii (decembrie) (6,9 zecimi la stația Sinaia; 6,8 zecimi la stația Predeal). În această perioadă, condițiile atmosferice facilitează acumularea aerului răcit de pe treptele mai înalte de relief spre bază și, deci, formarea inversiunilor termice, însoțite de procesele de genază a norilor stratiformi și ale cețurilor. Tot în această perioadă, intensificarea activității ciclonice deasupra Mediteranei și succesiunea mai frecventă a diverselor tipuri de fronturi, mai ales pe flancul sudic al Carpaților Meridionali, facilitează creșterea nebulozității.

Minimul anual, ca urmare a instalării regimului anticiclonic și, deci, a predominării timpului senin, se atinge în luna octombrie și se produce la toate nivelurile de altitudine (4,8-5,0 zecimi) (5,1 zecimi la Sinaia).

Treapta de relief cuprinsă între 1000 m și 2000 m se deosebește de zona mai joasă prin faptul că maximele nu se înregistrează în cursul lunii decembrie, ci în luna februarie.

În zonele de relief de peste 2000 m, situația se schimbă iarna. Aceste zone se găsesc, în general, deasupra pânzelor de nori Stratus cu plafoane sub 2000 m, astfel că nebulozitatea este destul de mică în lunile de iarnă.

Primăvara, în schimb, atât datorită convecției termo-dinamice cât și frecvenței maselor de aer oceanic umede, legate de intensificarea activității frontale, nebulozitatea atinge în aceste zone valoarea maximă de 7,5-8,5 zecimi în luna mai (8,1 zecimi la stația Vârful Omul). Minimul (5,3-5,4 zecimi) se constată în luna octombrie, cauzat de predominarea regimului de mare presiune atmosferică, în care este specifică descendența aerului și ca atare o destrămare a sistemelor noroase.

Din cele prezentate mai sus, rezultă că, în repartitia nebulozității totale, există o zonalitate verticală evidentă, zonele mai înalte ale Carpaților Meridionali menținându-se în majoritatea anului, începând din primăvară și până la sfârșitul toamnei, mai înnoirate decât cele mai joase.

Variația verticală a nebulozității se exprimă prin intermediul gradientului vertical.

Datele medii calculate pentru Masivele Bucegi și Făgăraș arată că nebulozitatea medie anuală crește cu 0,1-0,2 zecimi la fiecare 200 m.

Creșterea este mai pronunțată vara și mai redusă iarna, când contrastul este mai slab. Mai mult, în lunile de iarnă se poate vorbi mai degrabă de o scădere a nebulozității în altitudine (fig. 51).

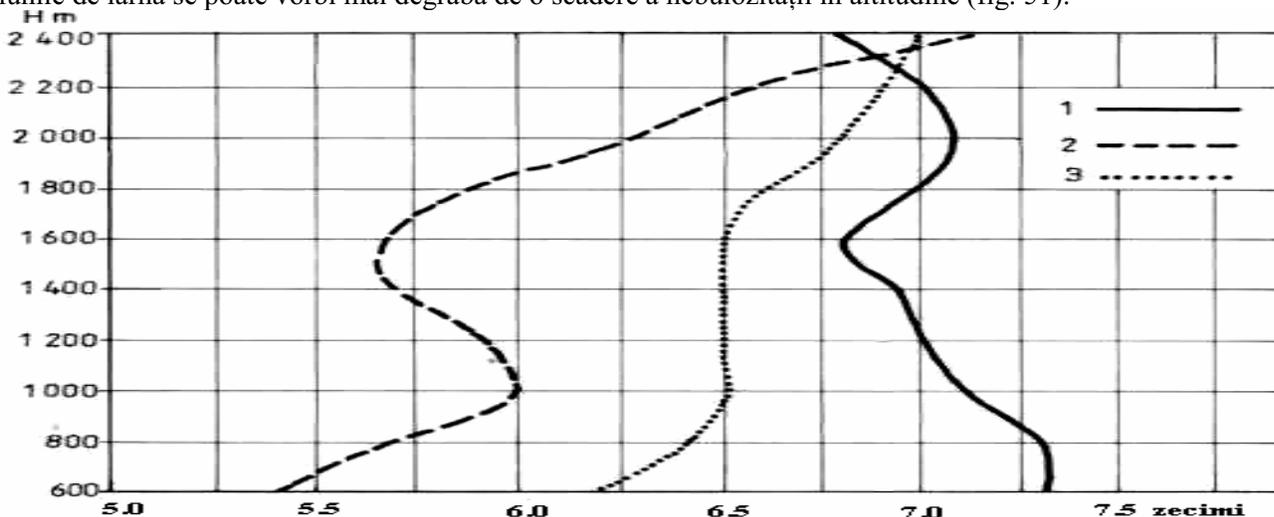


Fig. 51. Variația în plan vertical a nebulozității medii în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. Luna ianuarie; 2. Luna iulie; 3. Media anuală.

Amplitudinea variației anuale a nebulozității diferă, de asemenea, în funcție de altitudine. Astfel, la înălțimi sub 1000 m, amplitudinea este de 2,4-3,0 zecimi, pentru treptele de relief cuprinse între 1000 m și 2000 m ea este de 2,3-2,5 zecimi iar între 2000-2400 m altitudine, amplitudinea de variație este de 2,3-3,2 zecimi.

Din mersul anual al regimului nebulozității se constată și o diferențiere a valorilor în plan orizontal. Acestea se pun în evidență între sectorul expus circulației dominante vestice și nord-vestice și sectorul adăpostit, cu diferențieri care pot depăși 0,5 zecimi, în partea inferioară și mijlocie a versanților muntoși, valorile fiind mai crescute în primul caz și mai mici în al doilea caz (tabelul 16).

Tabel 16. Nebulozitatea medie la stații-perechi (versant expus și versant adăpostit față de circulația dominantă) (1961-1969).

Stația	Altitudinea (m)	Versant	XII	VII	Anual
Parâng	1585	NV	7,4	6,5	6,4
Sinaia	1500	SE	7,1	5,8	6,3

Din aceasta rezultă că, între 600-900 m altitudine, în perioada mai-august, versantul sudic beneficiază de o nebulozitate care reprezintă mai puțin de 0,85 din cea de pe versantul nordic. În luna decembrie, situația se repetă dar cu extinderea mai mică, în timp și spațiu.

Primăvara, ca rezultat al intensificării circulației și al amplificării proceselor termo-convective, se observă, la toate nivelurile, înregistrarea unui maxim de nebulozitate în cursul orelor de prânz și seara și a unui minim în orele de noapte și dimineața (fig. 52).

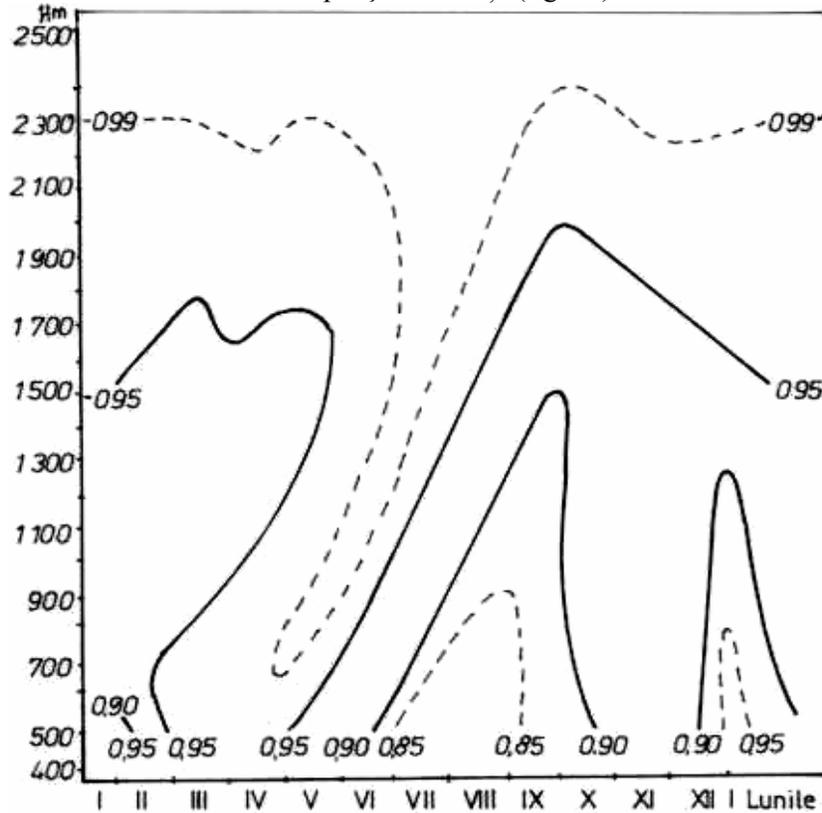


Fig. 52. Variația anuală a raportului dintre nebulozitatea medie totală de pe versantul sudic și nordic în Carpații Meridionali (după Băzâc, Gh., 1983).

Vara, intensificarea la maxim a proceselor termoconvective și a circulației generale și locale (briza de vale) facilitează procesele de condensare din cursul zilei, astfel încât, spre prânz, nebulozitatea este maximă, cu valori de 6,5-8,4 zecimi (6,5 zecimi la stația Sinaia; 7,9 zecimi la stația Vârful Omul la ora 13).

Noaptea, lipsa mișcărilor convective și instalarea mișcărilor descendente (briza de munte) favorizează destrămarea și înseninarea aerului, astfel încât, atunci când se înregistrează minima diurnă a nebulozității cu valori de 4,0-6,0 zecimi (fig. 53).

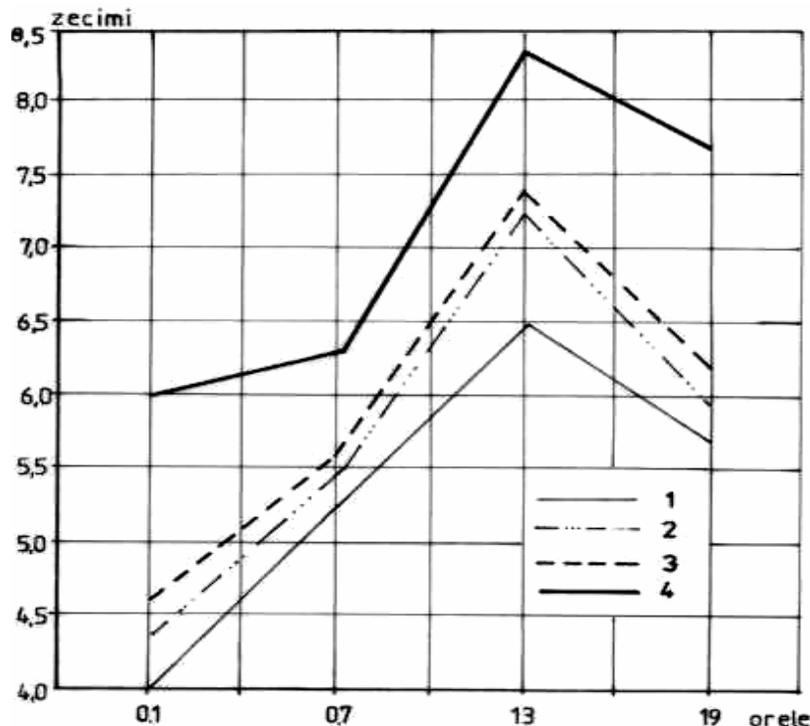


Fig. 53. Variația nebulozității medii orare la diferite altitudini în luna ianuarie în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 500 m; 2. 1000 m; 3. 1800 m; 4. 2400 m.

Pentru zona cuprinsă între 1000-2300 m altitudine, diferențele sunt foarte reduse în intervalul mai-august, cu un raport de 0,99 (fig. 54). La altitudini mai mari de 2300-2400 m rapoartele se apropie de valoarea 1,00, scoțând în evidență similitudini tot mai pronunțate. Aceasta arată că, în apropierea culmilor montane, deși din cauze diferite, circulația atmosferică are efecte asemănătoare atât pe pantele din vânt, cât și pe cele sub vânt.

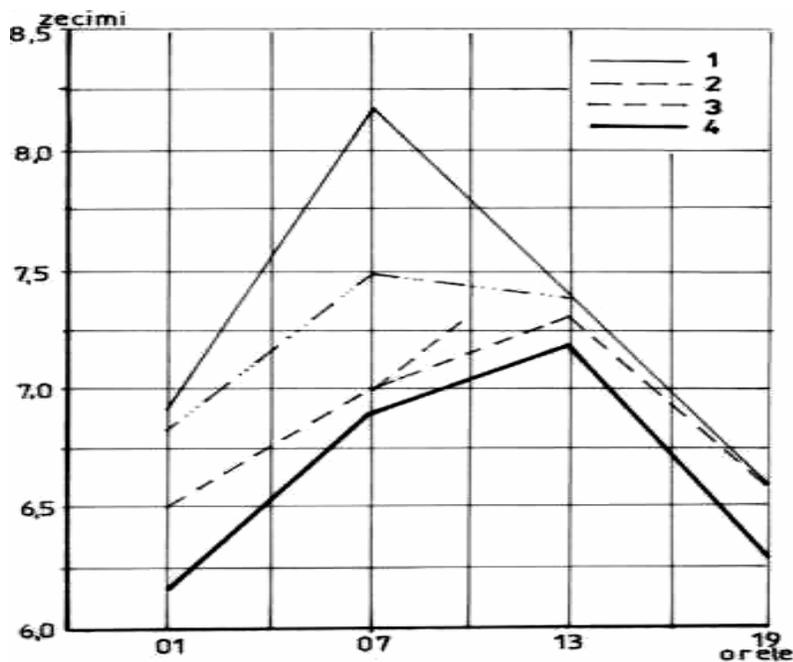


Fig. 54. Variația nebulozității medii orare la diferite altitudini în luna iulie în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 500 m; 2. 1000 m; 3. 1800 m; 4. 2400 m.

3.3.2.2. Regim diurn al nebulozității

În cadrul Carpaților Meridionali regimul diurn al nebulozității prezintă două tipuri caracteristice distincte: unul legat de stratificația stabilă a aerului răcit prin radiație în perioada rece a anului; celălalt, tipul dinamic-conectiv, provocat de circulația ascendentă în orele de după amiază.

Iarna, nebulozitatea medie orară prezintă două aspecte distincte, legate de zonalitatea verticală.

Astfel, pentru prima treaptă de relief, mai joasă, cuprinsă între 600-1000 m, nebulozitatea maximă se înregistrează la orele de dimineață, ca efect al apariției norilor Stratus (St) de sub stratul stabil de inversiune, format prin scurgerea și sedimentarea aerului mai rece de pe pantele înconjurătoare, în depresiuni, cu valori cuprinse între 8,2-7,5 zecimi (medie lunară la ora 07).

Valoarea minimă diurnă pentru această treaptă se produce spre orele de seară, ca efect al încălzirilor din cursul zilei și dispariției norilor (St) legați de stratul de inversiune, cu valori medii orare de 6,6 zecimi. Pentru zonele montane situate peste 1000 m altitudine, care se află deasupra stratului de inversiune termică, maximum diurn al nebulozității se realizează la orele de la amiază, ca urmare a creșterii instabilității atmosferice, cu valori medii de 7,2-7,3 zecimi.

Minimum diurn se înregistrează noaptea spre dimineață, când atmosfera este stratificată stabil și predomină curenții descendenți de aer.

De asemenea, se observă o scădere a nebulozității în cadrul regimului diurn, odată cu altitudinea.

Toamna, evoluția diurnă a nebulozității rămâne aproximativ asemănătoare cu cea din timpul verii, dar valoric mult mai scăzută. În această perioadă, de fapt, în arealul Carpaților Meridionali, se înregistrează cele mai frecvente perioade senine, ca efect al predominării regimului anticiclonic. Valorile maxime din această perioadă sunt egale, sau chiar mai mici decât cele minime din cursul celorlalte luni.

3.3.3. Numărul zilelor senine și acoperite

În realitate, cerul nu se menține uniform și egal de înorat în cursul unei luni, așa cum se menține nebulozitatea exprimată prin valoarea medie lunară. Aceasta rămâne doar o imagine abstractă, un criteriu de apreciere climatologică, ce cuprinde în proporții diferite și zilele senine, variabil și pe cele total acoperite.

În arealul Carpaților Meridionali, frecvența zilelor cu aer senin scade în înălțime, în timp ce frecvența zilelor cu cer acoperit crește. Pe culmile înalte, numărul anual al zilelor cu cer acoperit este astfel de peste 5-6 ori mai mare față de numărul zilelor senine. La baza masivelor și în formele depresionare, raportul se reduce la 2-3 ori. Astfel, la Sinaia se înregistrează în medie anuală 103 zile senine și 133 zile acoperite, pe când la altitudini de 2500 m la stația Vârful Omul se înregistrează 67 zile senine și 214 zile acoperite.

Frecvența lunară a zilelor senine și acoperite depinde de regimul nebulozității.

Numărul maxim de zile senine lunare se înregistrează la altitudini joase, în luna septembrie, cu valori de 13 zile la Sinaia și se reduce cu înălțimea, așa încât la 2500 m maximum zilelor se înregistrează în octombrie, în număr de 8-9 zile.

Numărul minim de zile senine se înregistrează în lunile mai-iunie, la altitudini joase (5 zile la Sinaia) și scad la 2-3 zile la altitudini de 2500 m, (2,5 zile la stația Vârful Omul) și se produc tot în luna mai.

Numărul mediu lunar de zile acoperite prezintă, de asemenea, o variație evidentă pe verticală. La altitudini joase, maximul de zile acoperite se înregistrează în luna mai - cu 13 zile (13,4 la stația Sinaia), iar la altitudini de 2500 m, acestea cresc la 22 zile.

Minimul de zile acoperite se produc în lunile septembrie-octombrie la înălțimi reduse, în medie 8,5 zile. La altitudini mari, minimul se produce în luna septembrie, dar cu valori mult mai ridicate, în medie 14 zile.

Variația în altitudine a zilelor cu cer senin și acoperit este diferită și în funcție de expoziție, astfel încât pe cei doi versanți nordici și sudici apar diferențieri importante. De exemplu, pe versantul nordic al Bucegilor, numărul mediu anual de zile senine este cu 15-20 mai mic decât pe cel sudic, în partea inferioară, în timp ce zilele acoperite sunt cu 25-30 mai numeroase (tabel 17).

Tabel 17. Numărul mediu anual al zilelor cu cer senin și acoperit pe versanții nordici și sudici ai Carpaților Meridionali (1961-1970).

Altitudinea (m)	Cer senin		Cer acoperit	
	Versant nordic	Versant sudic	Versant nordic	Versant sudic
2500	32	-	169	-
2000	34	37	162	147
1500	37	42	153	126
1000	39	50	141	112
500	37	60	122	101

3.3.4. Ceața

Alături de nori, ceața este un element important în definirea trăsăturilor climatice ale regiunilor de munte. Ea trebuie luată în considerare în organizarea și programarea acțiunilor turistice și sportive.

Tipurile genetice ale cețurilor de munte în Carpații Meridionali sunt următoarele:

- cețuri adectiv-radiative, prezente în zonele depresionare și culoare de vale, dezvoltate în timpul toamnei sau iernii, în urma răcirilor radiative nocturne în mase de aer reci;
- cețuri trecătoare, prezente în zona mijlocie și înaltă ale masivelor muntoase sunt acele cețuri care se confundă cu norii de la aceste altitudini. Sunt umede și reci, antrenate de curenții advecțivi. Ele urmăresc suprafața activă, imprimând peisajului de pe fețele expuse o fizionomie proprie climatului umed cu vegetație umbrofilă, dezagregarea rocilor, soluri umede etc;
- ceața de natură convectivă, dezvoltată pe culme în orele de după amiază, în special în semestrul cald al anului.

3.3.4.1. Regimul anual al zilelor cu ceață

Regimul anual al zilelor cu ceață depinde de tipul genetic.

Cețurile de vale sunt mai frecvente toamna și iarna, cu maxima în decembrie sau ianuarie. Frecvența minimă apare în luna august.

Cețurile de culme au frecvență maximă în mai-iunie sau iulie, iar cea minimă în lunile de toamnă.

La altitudini mijlocii, în cadrul Carpaților Meridionali, apare un tip de regim mixt, în care apar două epoci cu ceață frecventă: primăvara și toamna.

În evoluția anuală, numărul anual de zile cu ceață atinge valori maxime în cursul lunii mai pentru zonele înalt de relief (2200-2400 m), adică în concordanță cu maximul de nebulozitate, cu valori de 27 zile pe lună. Pentru treptele joase de relief, cel mai mare număr de zile cu ceață se produc în lunile de iarnă (mai ales în ianuarie) când temperatura scăzută favorizează condensarea vaporilor de apă (10-12 zile pe lună iulie 600-1100 m altitudine).

Cel mai mic număr mediu lunar de zile cu ceață se înregistrează în intervalul septembrie-octombrie-noiembrie, în zona înaltă și corespunde cu minimul de nebulozitate (20-21 zile pe lună, între 2000-2500 m

altitudine). Pe măsura descreșterii altitudinii, minimul se decalează spre mijlocul verii, reducându-se în același timp în zonele joase la numai câteva zile pe lună (2-3 zile, în intervalul mai-iulie). În părțile joase, sub 800 m, cel mai redus număr lunar de zile cu ceață (1-2 zile), se produc primăvara, mai ales în aprilie, când se înregistrează valorile minime ale umezelii relative a aerului (fig. 55).

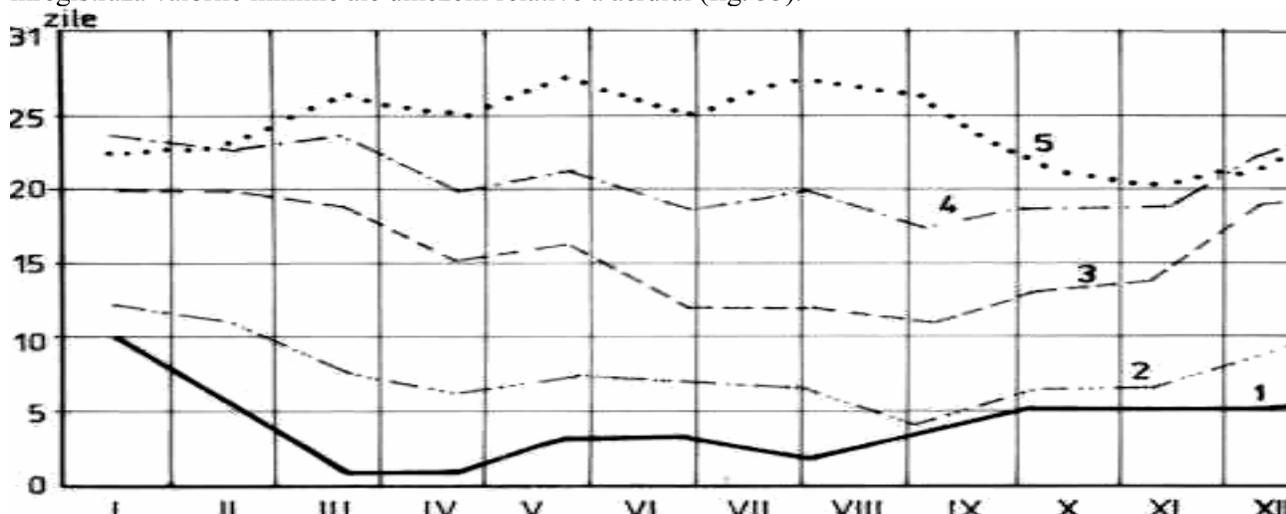


Fig. 55. Numărul mediu lunar de zile cu ceață la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 600 m; 2. 1100 m; 3. 1500 m; 4. 1800 m; 5. 2500 m.

Numărul mediu anual de zile crește odată cu altitudinea. Este cuprins între 50-80 zile, la altitudini sub 1000 m, 80-190 zile între 1000-1500 m, 200-260 zile între 1500-2000 m. Peste 2000 m altitudine numărul crește la 270-290 zile, iar la peste 2500 m se atinge valoarea de 300 zile cu ceață.

3.3.5. Vizibilitatea atmosferică

Vizibilitatea atmosferică este un parametru numeric, care depinde de starea optică a atmosferei și deci de transparența aerului. Aceasta este în funcție directă de intensitatea și durata diferitelor fenomene atmosferice, care reduc transparența aerului, cum sunt: ceața, norii, precipitațiile etc.

Valoarea vizibilității se apreciază prin distanța maximă dincolo de care un obiect proiectat pe fondul cerului devine invizibil. Aceasta se clasifică pe trei grupe mari:

- vizibilitate redusă (sub 1 km);
- vizibilitate medie (1-10 km);
- vizibilitate mare (peste 10 km) și este exprimată în procente.

Astfel, în luna ianuarie, în Carpații Meridionali, la altitudini mari, cele mai frecvente sunt cazurile cu vizibilitate redusă (sub 1 km) și cu vizibilitate mare (mai mare de 10 km), cu valori aproximativ egale. Pe măsura scăderii altitudinii, procentual, vizibilitatea medie (cuprinsă între 1-10 km), crește apreciabil (80 m peste 50 %). Vizibilitatea mare și mică, în consecință, are valori din ce în ce mai scăzute. În luna aprilie, la altitudine, situația rămâne aproximativ identică cu luna ianuarie, însă pe măsura reducerii altitudinii, crește deosebit de mult frecvența vizibilității mari și, într-o măsură mai mică, a vizibilității medii.

În perioada de vară, la altitudini mari, cea mai mare frecvență o are vizibilitatea redusă și mare, iar pe măsura scăderii altitudinii crește apreciabil frecvența vizibilității mari, ajungând până la 70 % la niveluri joase și se micșorează frecvența vizibilității reduse, ca urmare a micșorării numărului de zile cu ceață.

Toamna, nebulozitatea și ceața prezintă valori reduse, astfel încât, la altitudini joase și pe culme, vizibilitatea este foarte bună.

Mersul diurn al frecvenței vizibilității pe cele trei grupe este în strânsă dependență de cel al frecvenței norilor joși și al ceții, fiind relativ mai pronunțat în intervalul cald al anului. Astfel, primăvara și vara, în zona înaltă, vizibilitatea este mai mare în orele de noapte, noaptea și dimineața și mai redusă în cursul amiezii și spre seară. La altitudini coborâte, vizibilitatea este mai mare în orele de la amiază și seara și mai redusă noaptea și dimineața (fig. 56).

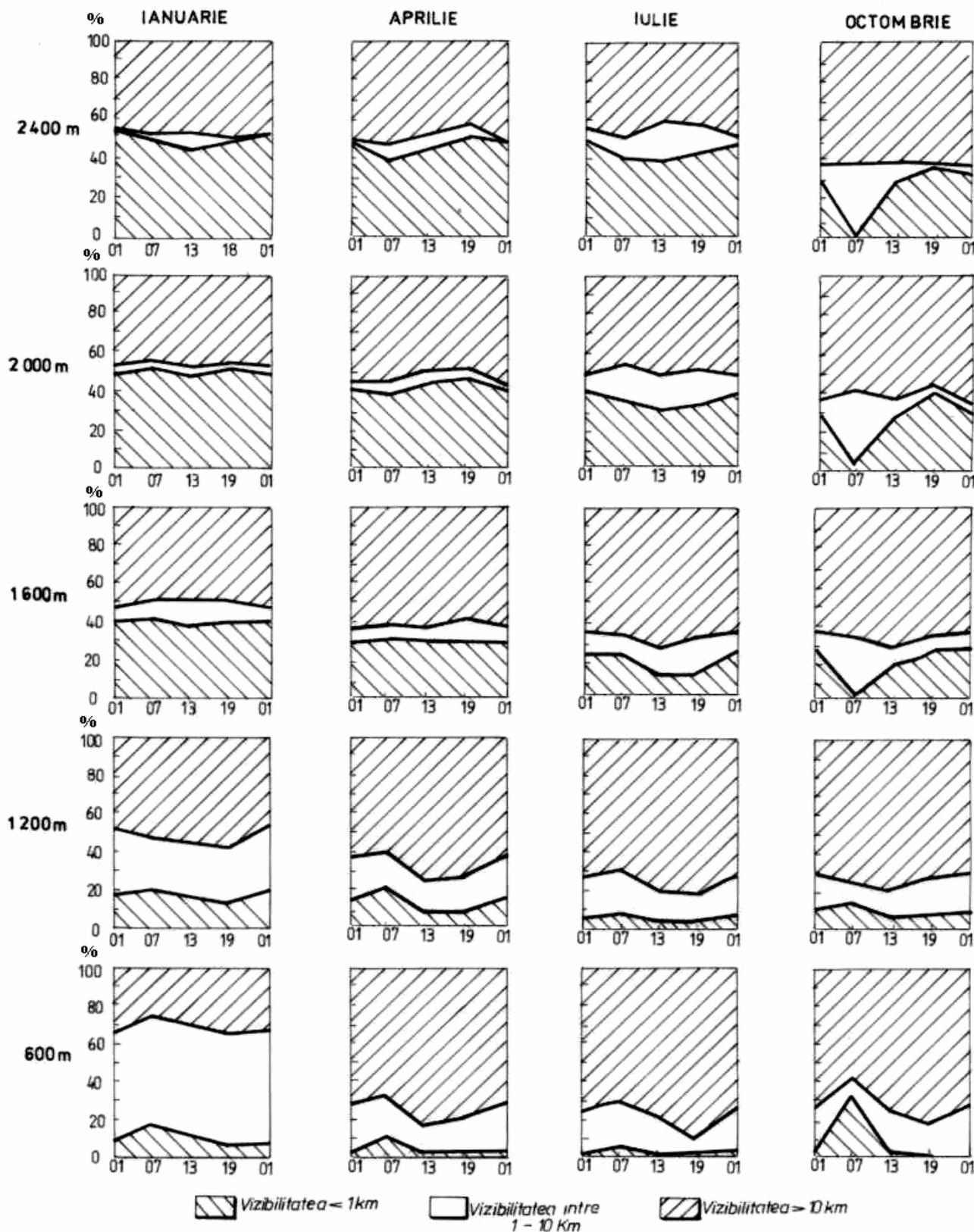


Fig. 56. Variația diurnă a frecvenței vizibilității pe anotimpuri la diferite altitudini în Carpații Meridionali (după Țâștea, D., 1979).

Toamna se observă aproximativ același mers diurn al vizibilității, dar mult mai pronunțat, ca efect al predominării regimului anticiclonic. În zona înaltă, vizibilitatea crește apreciabil în orele de dimineață, când predomină curenții descendenți și se micșorează la orele de amiază și seară, când predomină convecția, formarea norilor și a ceții.

În zonele joase, în schimb, vizibilitatea este mai redusă dimineața când crește frecvența ceții, și deosebit de mare la amiază și seara, când aerul este foarte uscat și transparent.

3.4. Durata de strălucire a Soarelui

Intensitatea și durata de strălucire a Soarelui reprezintă elemente de cea mai mare importanță pentru caracterizarea climatului de munte. Acest fapt se explică prin crearea unui regim specific al insolației, în cadrul arealului montan al Carpaților Meridionali, fiind condiționat de altitudine, formă, înclinarea și orientarea versanților.

3.4.1. Durata anuală a insolației

Prezintă diferențieri importante între durata posibilă și durata efectivă de strălucire a soarelui. Această diferențiere se amplifică odată cu creșterea altitudinii, deoarece traiectoria solară, în zilele senine, este mult mai mare pe culme decât în zonele joase de depresionare. La altitudini mari, soarele apare mai devreme dimineața și apune mai târziu, după amiaza, datorită creșterii sensibile a „depresiunii orizontului”. În realitate, creșterea altitudinii este însoțită de reducerea duratei efective de strălucire a Soarelui (fig. 57).

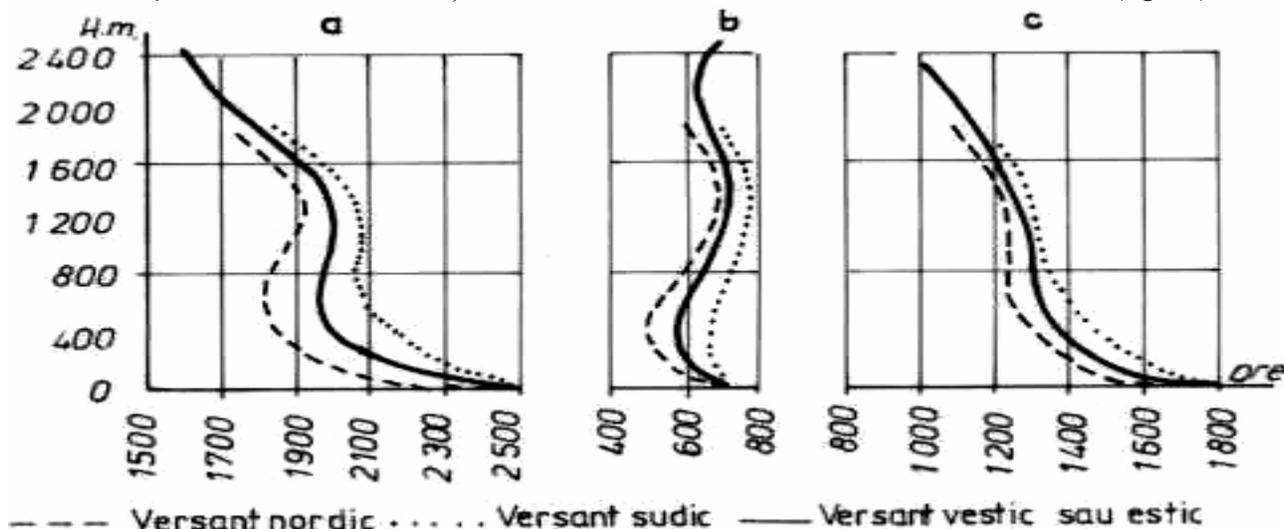


Fig. 57. Variația altitudinală a duratei de strălucire a Soarelui pe versanți cu diferite expoziții în Carpații Meridionali (1961-1970) (după Atlasul R.S.R. 1977): a). Sume anuale; b). Perioada rece; c). Perioada caldă.

În medie, această reducere atinge 800 ore anual, între țărmul Mării Negre și nivelul culmilor montane, ceea ce reprezintă o scădere de circa 35 %. Astfel, la altitudini de 2500 m, durata anuală a insolației este egală cu mai puțin de 1600 ore, ceea ce reprezintă 65 % din valoarea înregistrată pe litoral (tabel 18).

Tabel 18. Sumele anotimpuale și anuale ale duratei de strălucire a Soarelui la stația Vârful Omul în ore și procente față de valorile stației Sulina (1961-1970) (după Atlasul R.S.R. 1977).

Stația	Iarna		Primăvara		Vara		Toamna		Anual	
	Suma	%	Suma	%	Suma	%	Suma	%	Suma	%
Sulina	224	100	660	100	1024	100	587	100	2475	100
Vf. Omul	290	130	387	58	471	46	450	79	1598	65

La altitudini medii, între 1200-1800 m, durata insolației crește, fiind cuprinsă între 1600 și 1800 ore. Situația distribuției valorilor insolației se prezintă în mod diferențiat în cursul anului: iarna, durata efectivă a strălucirii Soarelui crește în altitudine, ceea ce se explică prin plafonul coborât al norilor. Astfel, la Vârful Omul, durata insolației este mai mare cu aproape 30 % față de stația Sulina.

Vara, situația se inversează, așa încât valorile sunt mai scăzute pe culme (sub 50 %) și mai ridicate în zonele joase.

Variația duratei de strălucire a Soarelui în altitudine nu este constantă. În perioada caldă a anului se observă o stagnare a valorilor până la 1600 m altitudine, după care se produce o scădere mai pronunțată.

Iarna, creșterea este deosebit de pronunțată între zonele depresionare și versanții cu înălțime mijlocie.

Nivelul la care se atinge creșterea maximă se situează între 1000-1500 m, la limita superioară a plafonului norilor stratiformi și al cețurilor. Deasupra acestui plafon, valorile cresc iarna în continuare în timp ce vara are loc o scădere rapidă a insolației pe culme.

Înclinarea și orientarea versanților față de Soare reprezintă un alt factor important de diferențiere a valorilor de insolație. Astfel, pe flancul sudic al Carpaților Meridionali, durata insolației crește cu circa 200 ore anual, față de flancul nordic, la altitudini coborâte. Diferențierile scad treptat spre culme.

În ceea ce privește influența circulației asupra insolației, ea cauzează o asimetrie între versanții vestici și estici. În perioada caldă a anului, versanții vestici primesc cu circa 100 de ore mai puțin decât cei estici, cauzat de intensitatea nebulozității, pe versanții cu expunere vestică.

3.5. Precipitațiile atmosferice

Precipitațiile atmosferice constituie una din cele mai importante caracteristici ale climei și o componentă principală a bilanțului apei. În același timp, aceasta reprezintă sursa cea mai importantă de umezire a solului și de alimentare a râurilor.

Gradul de pluviozitate a climatului se exprimă astfel prin densitatea rețelei hidrografice precum și gradul de adâncire sau de evoluție al văilor. La aceasta se adaugă și tipul de vegetație existentă în zonă, etajarea pe verticală a acesteia, care, în bună parte, este influențată și de distribuția verticală cantitativă a precipitațiilor. Datorită mării varietăți a proceselor pluviogenetice, precipitațiile atmosferice, comparativ cu alte elemente meteorologice, se caracterizează printr-o mare neuniformitate în distribuția lor în timp și spațiu. Aceasta se exprimă frecvent prin: cantitate, durată, intensitate și frecvență.

3.5.1. Repartiția cantităților anuale ale precipitațiilor

Poziția Carpaților Meridionali față de circulația dominantă vestică a aerului, marea varietate a altitudinii și a formelor de relief din cadrul lanțului muntos, determină o distribuție neuniformă a cantității de precipitații. Versanții expuși spre vest și nord-vest, pe direcțiile principale ale ciclonilor atlantici, determină o intensificare a proceselor frontale și a convecțiilor orografice, acestea fiind însoțite de creșteri considerabile ale cantităților de precipitații. Pe pantele răsăritene, ca și în văile respectiv depresiunile intracarpatică (Petroșani, Loviștei, culoarul Rucăr-Bran) adăpostite spre vest de culmi înalte, cantitățile de precipitații scad influența încălzirilor adiabatică descendente. Astfel, principala consecință a interferenței circulației atlantice cu lanțul Carpaților Meridionali este asimetria cantităților de precipitații între flancurile vestice pe de o parte și cele estice, sau sud-estice, precum și depresiunile intracarpatică adăpostite, pe de altă parte. Între acestea apar diferențieri de 300-400 mm anual cantitate de precipitații, în partea inferioară a versanților (tabel 19).

Tabel 19. Cantitățile anuale de precipitații la stațiile de pe versanții expuși în comparație cu cele de la stațiile adăpostite (după Atlasul R.S.R. 1977).

Stații expuse	Altitudine (m)	Cantitate de precipitații (mm)	Stații expuse	Altitudine (m)	Cantitate de precipitații (mm)
Caransebeș ¹	241	737,2	Petroșani ⁴	607	693,7
Cuntu ¹	1450	1289	Parâng ³	1585	951,5
Iezer ²	1795	1340	Casa Peștera ⁴	1615	936,5

¹ 1959-1970; ² 1961-1970; ³ 1931-1970; ⁴ 1921-1955.

Pe flancul estic al Carpaților Meridionali în Masivele Muntele Mic-Țarcu, Cernei, Mehedinți, situați în calea principalelor advecții de mase de aer umed de origine maritimă din vest, nord-vest și sud-vest se produc cantități însemnate de precipitații. Astfel, dacă la partea inferioară, aceasta însumează 700-750 mm, în

zonele mai înalte, ele depășesc 1100-1200 mm, adică o creștere de 40-60 mm, la fiecare 100 de metri (Caransebeș 241 m altitudine se înregistrează 737 mm; Cuntu 1289 mm precipitații situat la 1450 m altitudine; Țarcu - 1158 mm la o altitudine de 2180 m) (fig. 58).

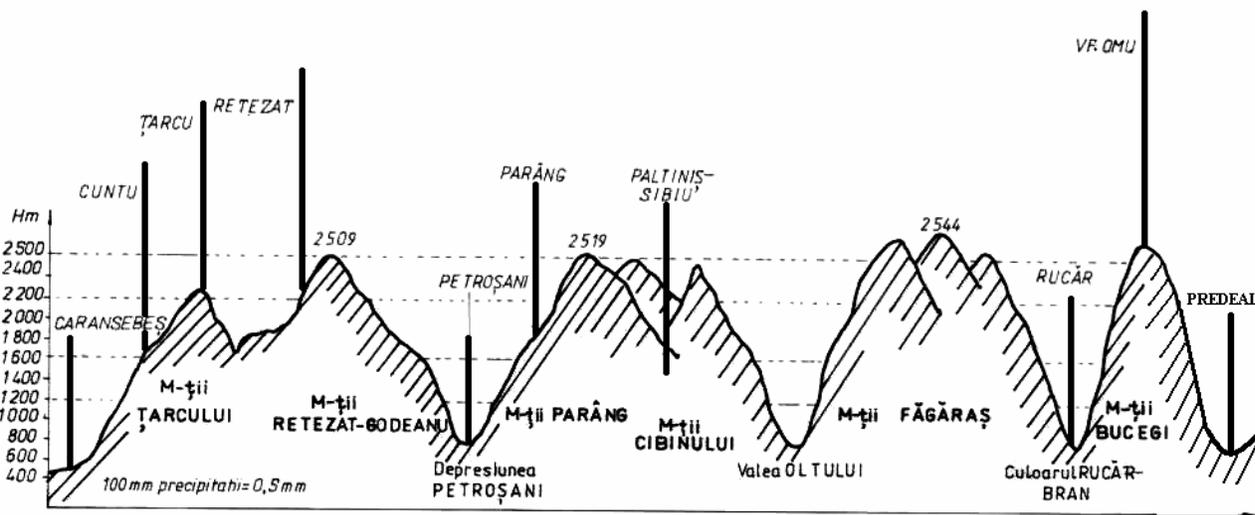


Fig. 58. Distribuția cantităților de precipitații (mm) pe profil est-vest în Carpații Meridionali.

Și în Masivele Retezat-Godeanu se înregistrează aceeași situație, aceasta datorită altitudinii apreciabile pe care o au (peste 2500 m), cu rol de baraj în calea maselor de aer oceanic. Cantitățile medii anuale de precipitații sunt cuprinse între aproximativ 900 mm, la baza masivului și, 1300 mm la înălțimi mijlocii. Aici apare evident un optim pluviometric, situat în apropierea limitei superioare a pădurii, la înălțimi de 1600-1800 m unde cantitatea anuală de precipitații depășește 1300 mm pe versanții vestici, nord-vestici și sud-vestici. Dimpotrivă, pe versanții adăpostiți estici și nord-estici, la aceeași înălțime, precipitațiile anuale sunt cu 300-400 mm mai scăzute. La altitudini de 2500 m, cantitatea medie anuală de precipitații scade la 1130 mm (fig. 59).

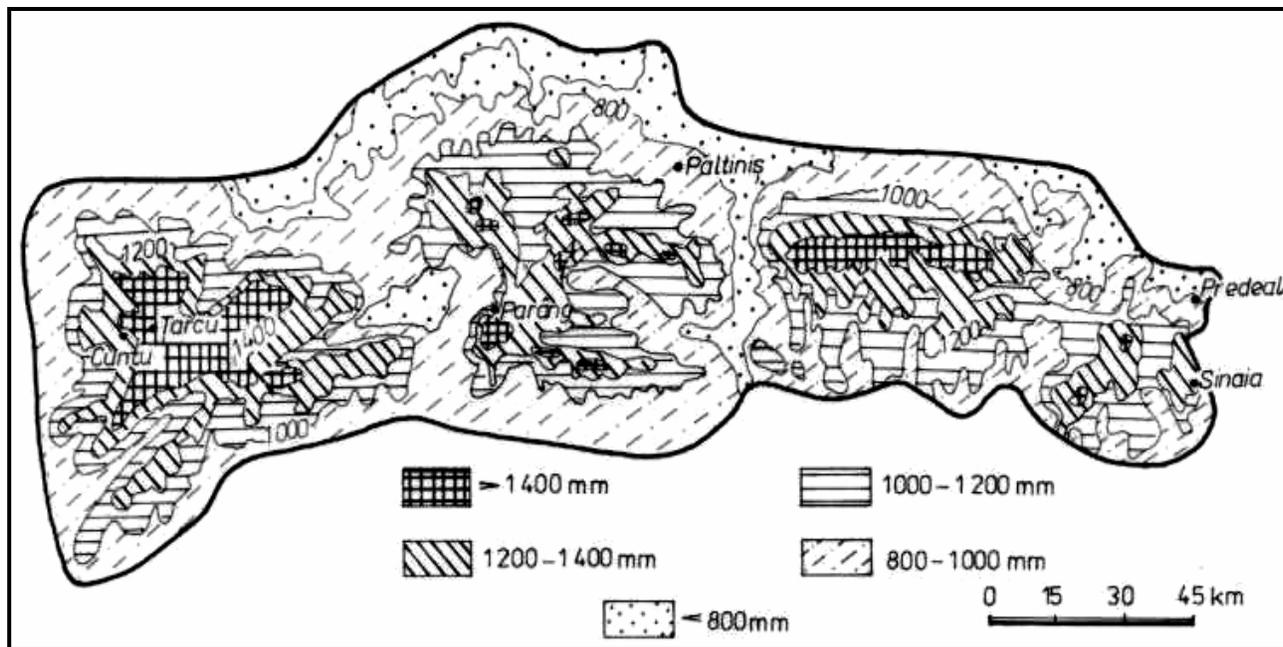


Fig. 59. Cantitățile medii anuale de precipitații atmosferice (mm) în Carpații Meridionali (după Atlasul R.S.R., 1977).

Pentru masivele Parâng-Făgăraș se observă o ușoară scădere a cantității medii anuale de precipitații, ca urmare a efectului de baraj orografic, pe care îl exercită masivele Retezat-Godeanu, situat în partea vestică. De la această regulă se sustrag zonele înalte peste 2000 m, unde datorită climatului de tip dinamic, din troposfera inferioară, în care se află zona, precipitațiile abundă în cantități (în Munții Făgăraș se înregistrează peste 1300 mm la 2500 m altitudine).

Pentru zonele mai joase, cantitățile medii anuale de precipitații sunt mai reduse, în comparație cu zona precedentă (stația Cuntu 1289 mm, situat la 1450 m altitudine față de stația Parâng cu 951 mm, situat la 1585 m).

Pe fațada estică a Carpaților Meridionali, în Munții Bucegi, pentru zona înaltă, situația este aceeași ca și în masivele anterioare, cu precipitații abundente, însemnate cantitativ (Vârful Omul cu 1346 mm). Odată cu scăderea altitudinii, cantitatea de precipitații se reduce treptat menținându-se totuși ridicată la nivelul mediu de condensare al norilor între 1500-2000 m altitudine, unde se înregistrează peste 900 mm precipitații (Azuga 983 mm, Predeal 1099).

Un al doilea aspect important al repartiției cantității anuale de precipitații este variația lor cu altitudinea reliefului. În partea inferioară a versanților, la altitudini de 600 m se înregistrează, în medie anuală circa 730-740 mm de precipitații.

Odată cu creșterea altitudinii, această cantitate crește cu circa 30-32 mm/100 pe an, înregistrându-se circa 960 mm la 1200 m, 1100-1110 mm, la 1800 m. La altitudini peste 2500 m, cantitatea de precipitații însumată anual se reduce sub 1200 mm. Explicația acestei creșteri poate fi făcută ținându-se seama de modul de producere al precipitațiilor orografice: masele de aer forțate să urce versanții masivelor, se răcesc adiabatic, iar vaporii de apă se condensează și precipită.

În desfășurarea altitudinală se observă și un nivel maxim de condensare, nivel unde se înregistrează cele mai mari cantități anuale de precipitații. Acest nivel poate fi pus în evidență prin măsurători directe, astfel că, în cazul Carpaților Meridionali, el se situează la înălțimi de 1700-1900 m. Deasupra nivelului maxim de condensare, cantitățile de precipitații scad din nou (fig. 60).

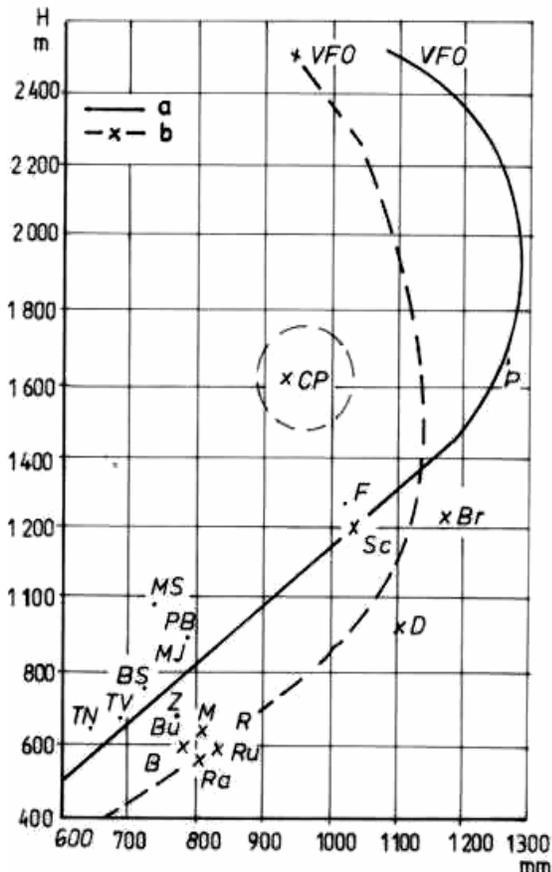


Fig. 60. Cantitățile medii anuale de precipitații în Munții Bucegi-Leaota (după Stoenescu Șt., 1951): a) Versant nordic și vestic (1921-1970); b) Versant sudic (1926-1945).

Această scădere se explică prin temperaturile scăzute de la nivelul culmilor, care frânează condensările în interiorul maselor de aer răcite adiabatic, prin ascensiunea pe verticală.

Aerul ajuns pe culme, mai rece și mai sărac în vaporii de apă, eliberează o cantitate mai mică de precipitații. La această scădere se adaugă și modul deficitar de înregistrare, ca urmare a căderii oblice a picăturilor.

Din analiza repartiției cantităților de precipitații medii anuale, se pune în evidență și o diferențiere între versanții nordici și sudici ai Carpaților Meridionali. Astfel, contrar așteptărilor, pe versantul nordic, până la aproximativ 1000 m altitudine, precipitațiile însumează anual cantități ceva mai mici decât la aceleași altitudini de pe versantul sudic. Aceasta se datorează faptului că versantul sudic favorizează dezvoltarea unor convecții termice puternice iar pe fațada nordică o bună parte din potențialul pluvial al maselor de aer umed transportat dinspre vest și nord-vest, este preluat de Dealurile Târnavei Mici și de Podișul Hârtibaciului, situate la nord de depresiunile Brașov și Făgăraș. La peste 1000 m altitudine, situația se inversează.

3.5.2. Regimul anual al precipitațiilor atmosferice

Acesta pune și mai bine în evidență dependența cantităților de precipitații de interferența maselor de aer cu lanțul muntos. În general, distribuția cantităților medii lunare de precipitații evoluează sub forma unei unde, cu valori crescute vara și scăzute iarna, datorită pendulării musonice a circulației maselor de aer. Vara, aria Carpaților Meridionali este invadată de mase de aer umede oceanice, în timp ce iarna este învăluită de mase de aer continental uscate, din est. Aceasta înglobează în masa lor numai părțile joase ale munților, în timp ce masivele înalte se găsesc în regimul „dinamic” al maselor de origine oceanică relativ mai calde și umede, ce curg spre est, alunecând peste pânza stabilă a aerului continental. Astfel, cele mai mari cantități de precipitații se înregistrează în luna iunie, când activitatea ciclonică este intensă, iar convecția termică în interiorul maselor instabile de aer care pătrund în partea posterioară a ciclonilor înregistrează valori mari. Acestea depășesc 120 mm la altitudini de 600-700 m (122 mm la stația Rucăr), la 140 mm la 1000 m altitudine (141,8 mm la stația Predeal), 160 mm la nivelul de 2000 m (182 mm la stația Țarcu) și ajung la aproape 170 mm la 2500 m altitudine (173 mm la stația Vârful Omul) (fig. 61).

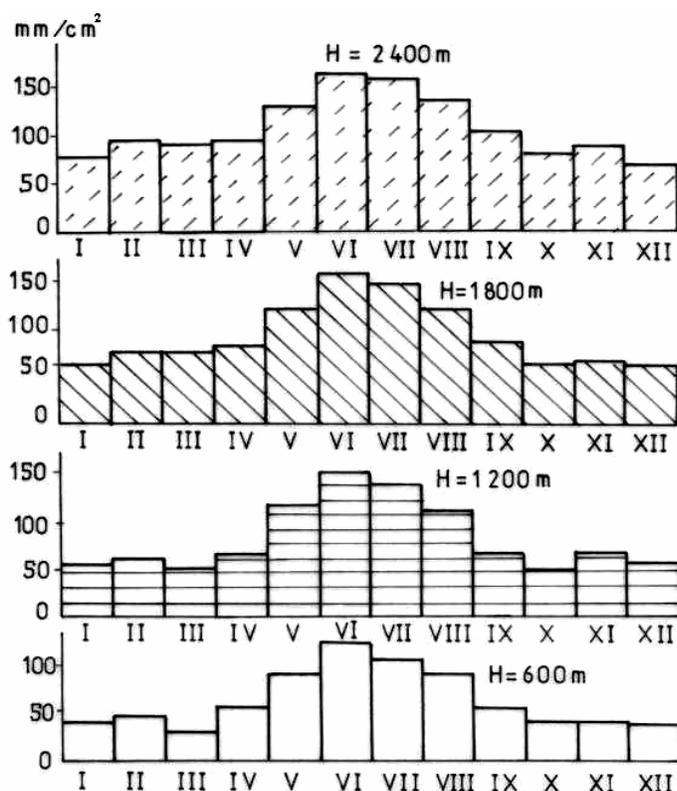


Fig. 61. Cantitățile medii lunare de precipitații (mm) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Cele mai mici cantități lunare se înregistrează în semestrul rece când predomină un regim de mare presiune atmosferică și nebulozitate stratiformă, iar inversiunile termice sunt frecvente. În raport cu gradul de dezvoltare și persistență al acestora, minimum pluviometric lunar din cursul anului se înregistrează la momente diferite. Astfel, în zona cuprinsă între 600-1000 m altitudine, minimum pluviometric se înregistrează în luna februarie pe latura vestică a Carpaților Meridionali cu valori de 40-60 mm (44 mm la stația Caransebeș; 64 mm la stația Poiana Mărului) și în martie pe latura estică cu valori minime de 30-40 mm precipitații (stația Sinaia 37 mm în luna martie). În zona cuprinsă între 1100-1700 m, minimum se produce în luna octombrie-noiembrie, cu valori de 40-50 mm (47 mm la stația Fundata - 1245 m altitudine; 41,5 mm la stația Pălținiș-Sibiu - 1406 m se produce în luna decembrie).

În funcție de acești factori enumerați se disting următoarele tipuri de regim:

- Tipul dinamic de altitudine, caracterizat printr-un maxim în iunie și un minim în noiembrie-decembrie. Se caracterizează ca un regim anual moderat, cu slabe contraste între anotimpuri.
- Tipul adectiv, prezent pe versanții cu înălțime mijlocie, expuși maselor de aer umede. Se caracterizează prin precipitații foarte crescute vara, în iunie, de natură frontală și printr-un minim toamna, în octombrie, urmat de un maxim secundar în decembrie.
- Tipul convectiv, cu precipitații crescute pe toată durata sezonului cald, cu maxim în iunie și precipitații scăzute în sezonul rece.
- Tipul static, în opoziție cu cel dinamic de la altitudine, caracteristic, mai ales, depresiunilor și văilor intramontane. Sunt dominate de mase de aer cu structuri stabile și se caracterizează printr-o scădere generală a cantităților de precipitații, mult mai accentuată însă, în timpul iernii (în lunile februarie-martie).

Pentru evidențierea diferențierilor repartiției precipitațiilor în funcție de expunere s-au calculat rapoartele dintre cantitățile medii lunare căzute pe versanții nordic și sudic ai Carpaților Meridionali (fig. 62).

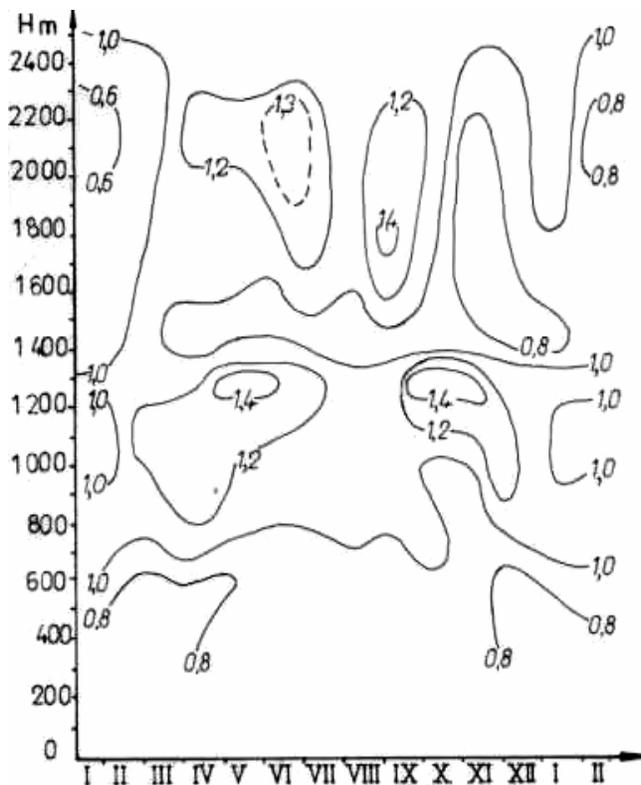


Fig. 62. Variația raportului dintre cantitățile medii lunare de precipitații de pe versantul nordic și sudic în Carpații Meridionali (după Bâzâc Gh., 1983).

În condițiile în care cantitățile sunt mai mici în nord decât în sud, raportul apare subunitar.

Pe versantul nordic apar două zone cu valori subunitare: una cuprinsă între 1300-1600 m, în perioada martie-septembrie, care apoi până în luna februarie se extinde spre culmile munților.

Ariile cu valori supraunitare, ce indică valori mai mari de precipitații pe versantul nordic, față de cel sudic, indică discontinuități în distribuția precipitațiilor. În cadrul acestor arii izonitele cu valori de 1,4 delimitează regiuni restrânse, în timp și spațiu.

Distribuția spațială respectivă este rezultatul dispunerii pe înălțime a stratelor noroase. Valorile supraunitare de la altitudini mai mari de 1400 m se suprapun spațial stratului atmosferic în care se găsesc sistemele noroase, din care cad precipitațiile mai abundente, exprimate prin zona optimului de condensare, situat între 800-1400 m în sezonul rece și urcând până la 2000 m în sezonul cald.

Datorită fluctuațiilor continue ale circulației generale ale atmosferei privind frecvența deplasării, durata de staționare și dezvoltare a sistemelor barice și fronturilor respectiv natura maselor de aer, cantitățile de precipitații se deosebesc mult între ele, de la un an la altul. Din această cauză, valorile medii pluviuale nu caracterizează, în mod suficient, regimul precipitațiilor.

3.5.3. Frecvența zilelor cu precipitații

În mod convențional sunt considerate zile cu precipitații acele zile în care apa căzută sub diferite forme (ploaie, burniță, ninsoare, lapoviță, grindină) a măsurat cel puțin 0,1 mm. Deși reprezintă o cantitate destul de mică, fără importanță practică prea mare, producerea ei marchează întrunirea unui complex de procese și condiții cum sunt: prezența norilor, umbrirea suprafețelor terestre ziua și modificarea bilanțului său radiativ-caloric, umezirea solului.

Răcirea adiabatică a aerului umed și intensificarea activității frontale pe pantele și culmile muntoase orientate în direcția dominantă de advecție a maselor de aer, determină creșterea numărului de zile cu precipitații. Căderea precipitațiilor are loc în 150-160 de zile pe an, la baza masivelor muntoase și, în peste 170 zile, la altitudini mai mari de 2200 m. Pe culme, numai jumătate din zilele anului (180 zile) sunt scutite de precipitații (zile cu cel puțin 0,1 mm de apă). Faptul este explicabil, crestele înalte înglobate în nivelul de condensare pot fi stropite, în mod frecvent, de pânzele trecătoare de nori. Această frecvență, care se menține ridicată (peste 40 %) în tot timpul anului pe culme, scade spre baza masivelor.

În cursul anului, în întregul areal montan, cel mai mare număr lunar de zile cu precipitații cuprinse între 17-19 zile se produc în cursul lunii iunie, iar cel mai mic număr de zile cu precipitații cuprins între 8-10 zile lunar, în cursul lunilor septembrie și octombrie.

În ceea ce privește numărul de zile cu precipitații se observă și diferențieri între versanți cu diferite orientări. Pantele nordice se diferențiază prin aceea că au valori mai crescute al numărului de zile cu precipitații cu 1-2 zile (în cazul pantelor nordice expuse vântului din direcție nord-vestică). Aceasta se observă și în peisajul local, care prezintă aici un facies specific climatului umed ploios. Astfel, deși cantitățile de apă nu întrec pe cele ale zonelor cu averse de pe versanții sudici, ele sunt produsul unor precipitații foarte frecvente (fig. 63).

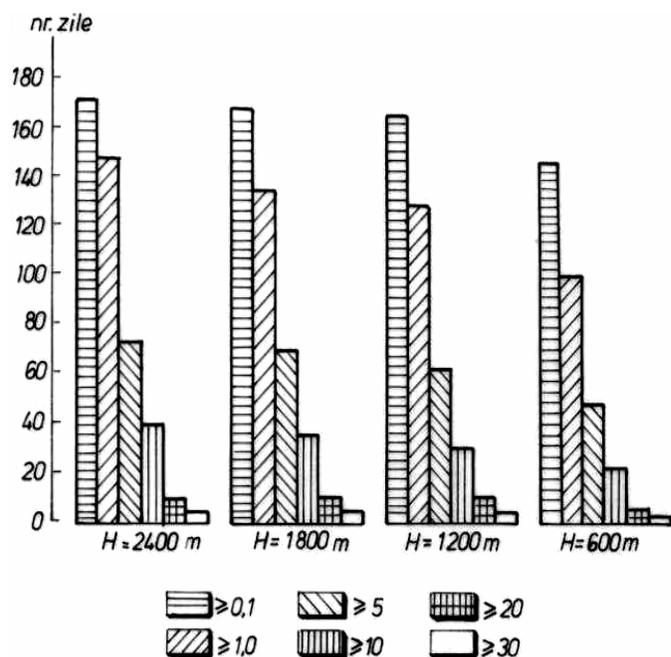


Fig. 63. Numărul mediu anual de zile cu cantități de precipitații ce depășesc anumite praguri la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Marea variabilitate care caracterizează regimul precipitațiilor atmosferice este subliniată și de frecvența zilelor în care cantitățile de apă depășesc anumite limite: 1 mm, 5 mm, 10 mm, 20 mm și 30 mm. Frecvența acestor zile scade odată cu creșterea valorii pragurilor. Astfel, zilele în care cantitățile de apă au depășit 1 mm, totalizează între 100 zile în regiunile joase și cresc la 150 zile pe an, în părțile înalte. Aceasta reprezintă 60-90 % din totalul zilelor cu precipitații.

Zilele cu precipitații peste 10 mm, care totalizează 25-40 de zile pe an, reprezentând 15-25 % din cantitatea anuală, apar numai vara la altitudini sub 1000 m (în cursul lunilor mai - iunie, la Sinaia) și sunt mai frecvente în semestrul

cald în zona altitudinii medii și sunt distribuite în tot cursul anului, pe culme.

Numărul mediu anual al zilelor cu cantități de apă ce depășesc 20 mm, reprezintă abia 4-7 % din numărul anual al zilelor cu precipitații (6-9 zile sub 1000 m altitudine și 10-13 zile peste această înălțime).

Cantitățile zilnice mai mari de 30 mm se produc numai în 3-5 zile pe an, reprezentând un procent de 2-3 % din numărul total de zile cu precipitații.

3.5.4. Numărul mediu al zilelor cu diverși hidrometeori

Acești hidrometeori se produc în sezonul rece al anului, dar odată cu creșterea altitudinii, nu este exclusă apariția lor și în perioada caldă a anului. Cel mai frecvent hidrometeor este zăpada, care se produce în perioada rece, iar la interferența dintre sezonul rece și în sezonul cald, se pot produce și hidrometeori de tipul burniței sau lapoviței (fig. 64).

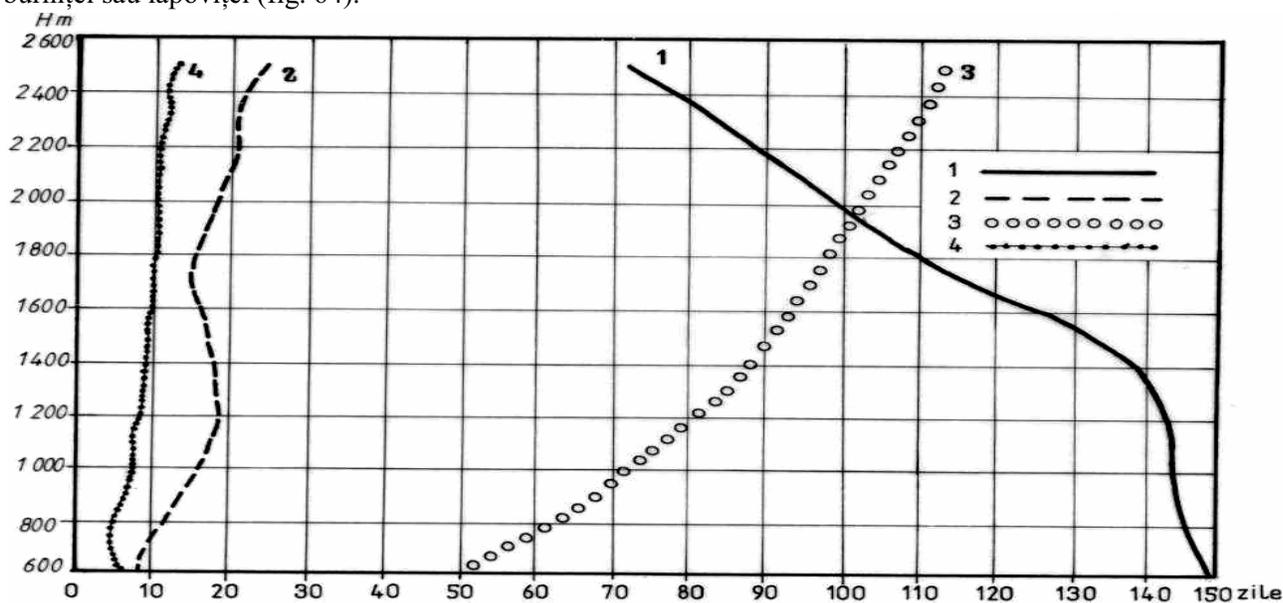


Fig. 64. Numărul mediu de zile cu hidrometeori la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. Ploaie; 2. Burniță; 3. Ninsoare; 4. Lapoviță.

Din analiza fig. 64, privind numărul mediu al zilelor cu diverși hidrometeori, rezultă că, pe măsură ce altitudinea crește din ce în ce mai frecvent, precipitațiile se produc sub formă solidă, iar în partea joasă a masivelor montane, predomină fenomenul de ploaie, care se produce într-un număr dublu de zile (145 de zile) față de partea înaltă (72 zile). Fenomenul de ninsoare înregistrează cea mai mare frecvență în zona înaltă (110 zile la altitudini de 2500 m, față de 50 zile la 600 m).

Hidrometeorii de tip nedefiniți, cum sunt burnița și lapovița, au valori și o frecvență redusă sub 25 de zile în zona înaltă și peste 5 zile la altitudini joase.

3.5.4.1. Frecvența zilelor cu ninsoare

Dintre toți hidrometeorii, zăpada prezintă cea mai mare importanță. Această importanță crește odată cu altitudinea locului, exprimată prin parametrii de ordin cantitativ și calitativ.

Frecvența zilelor cu ninsoare, exprimă cât din durata totală definită în zile cu precipitații, se produc sub formă solidă. Astfel, în zonele montane înalte se pot produce precipitații solide în tot cursul anului. La stația Vârful Omul, sunt aproape 99 zile cu ninsoare pe an, adică de 5 ori mai multe decât în zonele de câmpie.

În zonele montane joase, luna cu cele mai frecvente zăpezi este ianuarie (Fundata 10 zile, Predeal 11 zile). Se observă o creștere a numărului de zile cu precipitații solide, la aceeași altitudine, pe fațada vestică a lanțului muntos al Carpaților Meridionali, în masivele Țarcu, Retezat-Godeanu. Aici, datorită expunerii directe în calea maselor de aer oceanic, avem o creștere de 3-5 zile, iar maximul de zile se produce în cursul lunii februarie (Cuntu 17 zile la 1450 m altitudine). La nivelul de 2000-2500 m, întâietate capătă luna februarie și chiar martie (Vârful Omul 13,3 zile, Țarcu 15 zile).

La poalele masivelor muntoase, precipitațiile solide alternează iarna chiar cu burnițe lichide și cu ploi autentice, mai ales pe fațada sudică a Carpaților Meridionali, în funcție de condițiile termice ale climatului; pe culme însă, precipitațiile solide au exclusivitate absolută aproape 5 luni (în cursul lunilor decembrie-aprilie).

Referitor la producerea primei ninsori în aria montană, stabilirea unor date medii, este o problemă mai dificilă. Aceasta, deoarece zăpada este un fenomen cu apariție foarte variabilă. În această situație, legea altitudinii absolute își exercită influența foarte evident. Dacă la altitudini de peste 2000 m nu se poate vorbi de o epocă de întrerupere deoarece ninge neregulat chiar și vara, la mijlocul lunii septembrie, la altitudini de 1000 m, la mijlocul lunii octombrie, spre baza masivelor, zăpada întârzie până în noiembrie.

3.5.5. Stratul de zăpadă

În condițiile temperaturii negative, care sunt caracteristice zonei montane, într-o perioadă mai mare de timp din cursul anului, zăpada căzută pe suprafața terestră se acumulează, în timp formând stratul de zăpadă care poate fi continuu sau discontinuu. Datorită procesului pe care îl exercită aceasta asupra proceselor radiative din timpul iernii ca urmare a albedoului său ridicat, capacității de emisie mare și termoconductibilității sale foarte mici, precum și datorită rolului pe care-l are ca rezervă importantă de apă pentru vegetație și alimentarea râurilor, în desfășurarea activităților în aer și agrement (schiul), cunoașterea unor parametri legați de strat prezintă un interes științific și mai ales practic.

3.5.5.1. Data medie de formare și dispariție a stratului de zăpadă

Instalarea stratului de zăpadă (a primului strat) se produce mai greu deoarece ninsorile timpurii de toamnă sunt adesea topite sub acțiunea insolației sau a invaziilor de aer cald. Instalarea se produce când temperatura maximă a zilei nu depășește 0°C , fiind catalogate ca și zi de iarnă. La aceasta se mai adaugă și concură alți factori ca: umezeala maselor de aer, durata și intensitatea insolației, temperatura solului, direcția, intensitatea și caracteristicile vântului, precum și o serie de factori fizico-geografici, cu caracter local, ca: altitudinea, înclinarea și orientarea versanților, natura substratului etc. Astfel, primul strat se instalează pe suprafața solului în Carpații Meridionali, mai devreme pe culmile muntoase înalte (la 2500 m prima zi cu strat se înregistrează la 6 octombrie, valoarea medie; la stația Vârful Omul, primul strat se înregistrează la 19

septembrie). Odată cu scăderea altitudinii, apariția stratului întârzie cu mai mult de o lună de zile (20-26 noiembrie, la altitudini de 600 m) (fig. 65).

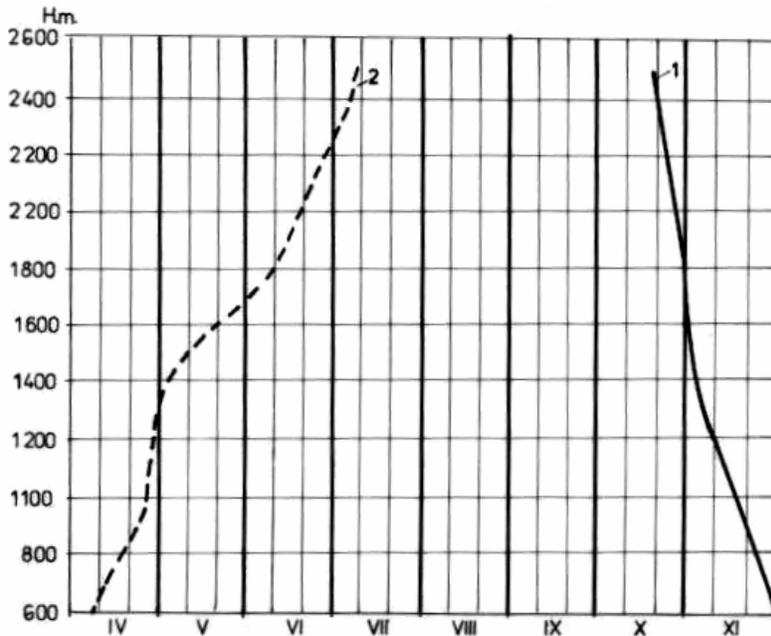


Fig. 65. Data medie de producere a primului (1) și ultimului (2) strat de zăpadă la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

La sfârșitul intervalului rece al anului stratul de zăpadă dispare cel mai târziu în zonele înalte, unde precipitațiile atmosferice sunt, comparativ, mult mai bogate, iar temperatura aerului este mai scăzută. Astfel, în timp ce la 600 m altitudine ultima zi cu strat de zăpadă se înregistrează la sfârșitul primei decade a lunii aprilie (mai târziu în zonele adăpostite), la altitudinea de 2500 m, ultimul strat dispare la sfârșitul primei decade a lunii iulie (13 iulie la stația Vârful Omul).

În ceea ce privește dispariția stratului de zăpadă pe flancul nordic și sudic al Carpaților Meridionali, care depinde de factorii ce contribuie la topire, iar pe de altă parte de ninsori, se constată diferențieri importante.

Stratul de zăpadă din zonele altitudinilor medii și joase, de pe flancul sudic, dispar mai devreme cu 5-10 zile decât pe flancul nordic. Pe măsura creșterii altitudinii, diferențierile scad, iar pe culme, la peste 2300 m, diferențierile dispar.

3.5.5.2. Durata medie a stratului de zăpadă

Datele medii ale primei și ultimei zile cu strat de zăpadă evidențiază faptul că durata anuală cea mai mare cu strat de zăpadă revine părților înalte din arealul Carpaților Meridionali (fig. 66).

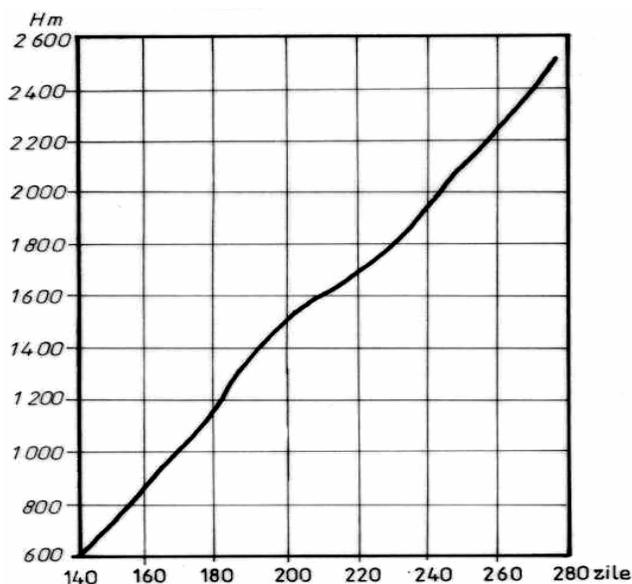


Fig. 66. Numărul mediu de zile cu strat de zăpadă la diferite altitudini în carpații Meridionali (1961-1965).

Acesta este cuprins între 270 zile la altitudini de 2500 m și scade treptat cu înălțimea, astfel că în părțile joase intervalul se reduce aproape la jumătate (sub 150 zile la altitudini de 600 m). Acest interval variază, de asemenea, în funcție de condițiile geografice locale a fiecărui masiv luat în parte, din cadrul Carpaților Meridionali.

În cursul anului, cel mai mare număr de zile cu strat de zăpadă se înregistrează în lunile ianuarie și februarie, când apare pe întreaga zonă studiată, stratul de zăpadă, acesta menținându-se permanent (stratul de zăpadă poate fi îndepărtat în această perioadă numai de vânturi puternice, prin viscolirea zăpezii).

În raport cu creșterea altitudinii, numărul zilelor lunare cu strat de zăpadă crește treptat. În intervalul iulie-august, în tot arealul Carpaților Meridionali există slabe condiții de apariție, iar sub 1700-1500 m altitudine, stratul de zăpadă nu se formează (fig. 67).

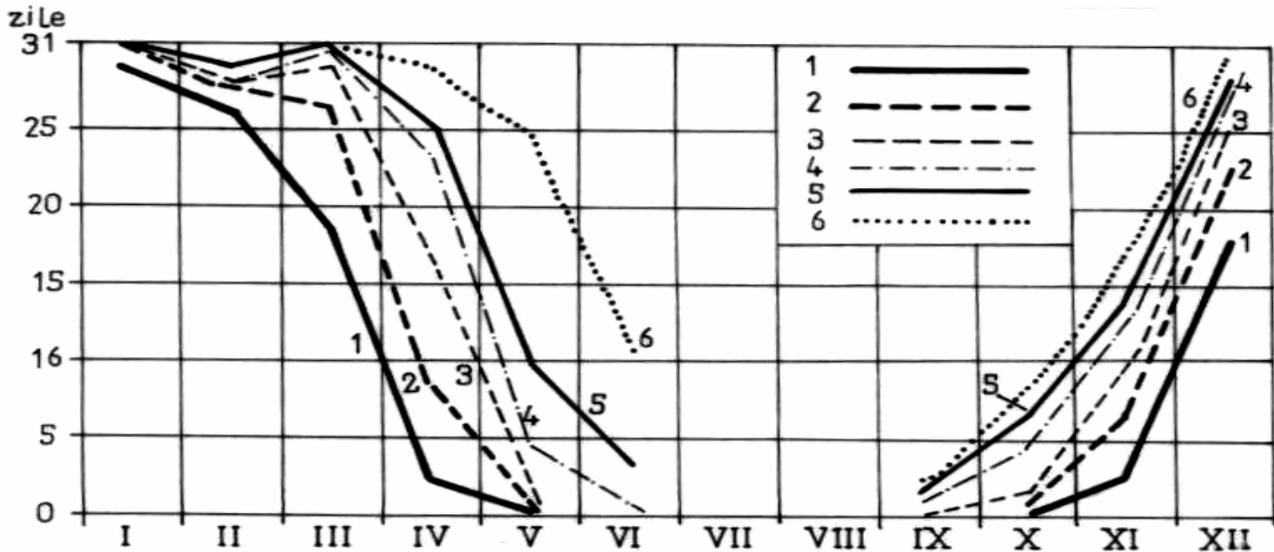


Fig. 67. Numărul mediu lunar de zile cu strat de zăpadă la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969): 1. 600 m; 2. 1100 m; 3. 1500 m; 4. 1800; 5. 2000 m; 6. 2500 m.

3.5.5.3. Grosimea stratului de zăpadă

Datorită intensității diferite a complexului de factori care determină producerea precipitațiilor sub formă solidă, precum și sub acțiunea vântului, depunerea zăpezii pe suprafața solului se produce diferențiat. Aceasta se întâmplă mai ales în arealul Carpaților Meridionali, unde fragmentarea reliefului este accentuată. Din această cauză, nu este posibilă decât o apreciere cu totul generală a repartițiilor grosimilor stratului de zăpadă. Astfel, grosimea stratului de zăpadă crește cu altitudinea (fig. 68).

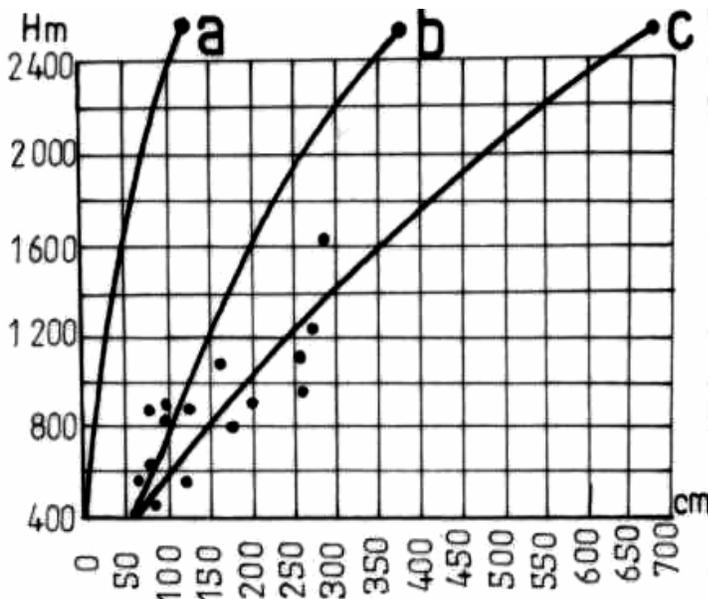


Fig. 68. Grosimea stratului de zăpadă la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1926-1945): a). Grosimea medie decadală; b). Grosimea maximă; c). Grosimea anuală cumulată.

Grosimea medie crește de la 25 cm în zonele depresionare la peste 1 m la 2500 altitudine, iar cea maximă de la 1 m la 3-4 m.

Calcululele arată că, dacă s-ar cumula întreaga cantitate de zăpadă căzută într-un an, s-ar ajunge la un strat cu o grosime de peste 7 m.

Grosimea zăpezii depinde, în mare măsură, de condensarea acesteia la sol. Grosimea este astfel mai mare pe versanții nordici decât pe cei sudici, în zonele adăpostite.

Culmile înalte, bătute de vânt și lipsite de vegetație, sunt aproape în totalitate lipsite de zăpadă.

Regimul anual al grosimii stratului de zăpadă depinde de altitudine și de condițiile de acumulare respectiv conservare a acesteia. În zonele joase (văi și depresiuni), grosimile cele mai mari se produc în a doua decadă a lunii februarie, în timp ce pe culmi, acestea apar în decada a doua sau chiar a treia a lunii martie.

3.5.5.4. Viscolul

Dintre fenomenele caracteristice semestrului rece, viscolul este cel mai violent reprezentând spulberarea și transportul zăpezii sub acțiunea vântului foarte intens. Cunoașterea acestui fenomen este importantă deoarece în astfel de condiții se produce scăderea vizibilității, precum și troenirea drumurilor, potecilor, îngreunând desfășurarea în bune condiții a activității în aer liber, în arealul Carpaților Meridionali. Astfel, pe pante și mai ales pe culmile înalte, unde ninsorile sunt frecvente și abundente iar vântul este persistent și foarte intens, viscolul este un fenomen obișnuit timp de multe luni pe an. El se produce în peste 90 zile pe an la 2500 m altitudine, în circa 60 zile pe an la 2000 m. Între 1800-1600 m altitudine se observă o reducere bruscă a zilelor cu viscol, 40-35 zile, determinat de desfășurarea la aceste înălțimi a limitei superioare a pădurii cu rol de obstacol și conservare a stratului de zăpadă. Sub 1500 m, numărul zilelor cu viscol este cuprins sub 30 zile pe an, iar sub 900 m altitudine se înregistrează mai puțin de 10 zile pe an cu viscol (fig. 69).

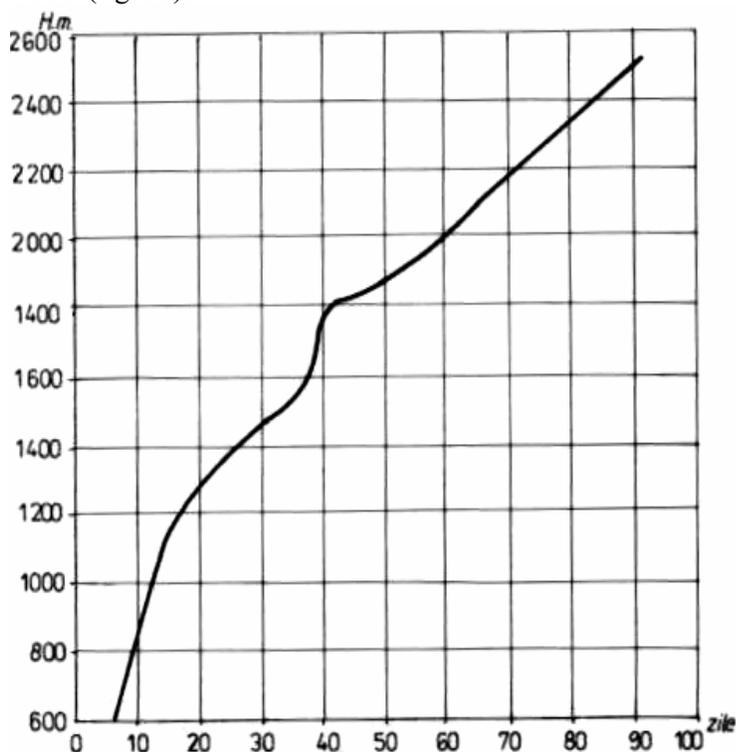


Fig. 69. Numărul mediu anual de zile cu viscol la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

În cursul anului, cea mai mare frecvență se înregistrează în lunile de iarnă, însumând lunar circa două zile în părțile joase ale arealului Carpaților Meridionali și 15 zile în zonele cele mai înalte.

3.6. Presiunea atmosferică

Presiunea atmosferică, elementul de bază al meteorologiei sinoptice, este de obicei mai puțin importantă în climatologia regională, deoarece fluctuațiile sale sunt aproape imperceptibile simțurilor umane, iar consecințele geografice nu sunt vizibile. Totuși, unele efecte sunt resimțite de persoanele "meteorotrope" sensibile și se manifestă prin "răul de munte", cauzat de rarefierea mediului aerian odată cu creșterea altitudinii.

După cum se știe, presiunea atmosferică scade pe măsură ce altitudinea crește, ca urmare a micșorării înălțimii și deci, a greutateii coloanei de aer pe unitate de suprafață.

În Carpații Meridionali, valorile medii anuale ale presiunii atmosferice scad cu 11 mb până la altitudinea de 1600 m și cu 10 mb de la această altitudine până la 2500 m. La altitudinea de 600 m, această valoare atinge 948 mb, la 800 m scade la 925 mb, la 1200 m la 880 mb, la 1800 m se înregistrează 817 mb, iar la 2200 m se ajunge la 778 mb. La altitudini de 2500 m, presiunea scade până la 747 mb.

Variația în cursul anului a valorilor medii lunare ale presiunii atmosferice este determinată de regimul temperaturii și de circulația atmosferică. Astfel, valorile medii lunare ale presiunii atmosferice din lunile ianuarie și aprilie sunt mai mici decât mediile anuale la toate altitudinile, iar cele din lunile iulie și octombrie sunt mai ridicate datorită predominării regimului de mare presiune atmosferică. Este de menționat, de asemenea, că valorile lunare cele mai scăzute se produc primăvara, până la altitudinea de circa 1000 m și

iarna, la altitudini de peste 1000 m; valorile lunare cele mai ridicate sunt observate toamna la altitudini ce nu depășesc 1900 m și vara la altitudini mai mari (fig. 70).

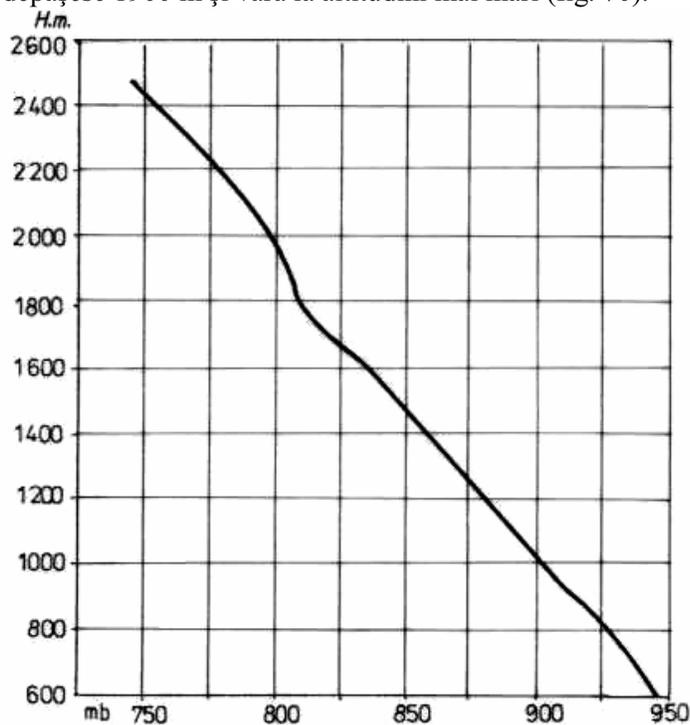


Fig. 70. Variația presiunii medii anuale a atmosferei la diferite altitudini în Carpații Meridionali.

3.7. Vântul

Vântul este un element meteorologic deosebit de variabil în timp și spațiu, determinat de contrastul baric orizontal creat în cadrul circulației generale a atmosferei.

O influență deosebită asupra regimului vântului o exercită relieful care, pe de o parte crează obstacole în calea curenților de aer, având ca efect micșorarea vitezei vântului, iar pe de altă parte determină convergența liniilor de curent și deci, creșterea vitezei vântului, atât în atmosfera liberă deasupra culmilor escaladate, cât și în culoarele depresionare. În anumite situații sinoptice, vântul este agentul care domină și dirijează întreaga viață, mai ales în zonele montane înalte. Prin acțiunea sa continuă, el imprimă peisajului un caracter de ariditate.

3.7.1. Direcția vântului

În cadrul Carpaților Meridionali, direcția vântului suferă modificări importante în funcție de configurația reliefului. Astfel, dacă în zonele marginale, periferice lanțului muntos, direcția vestică și nord-vestică a vântului este modificată prin efectul de baraj orografic pe care o exercită arealul Carpaților Meridionali. În interiorul masivului se observă apariția unor vânturi cu caracter local, orientate de-a lungul axului principalelor văi sau depresiuni. Acest aspect se pune clar în evidență dacă comparăm circulația la stațiile din vale cu aceea din atmosfera liberă, la nivelul culmilor (tabel 20).

Tabel 20. Frecvența vântului pe direcții dominante (%) în Carpații Meridionali.

Stația	Direcție principală (P)	Ianuarie		Iulie		Anual	
	Direcție secundară (S)	Direcție	Frecvența	Direcție	Frecvența	Direcție	Frecvența
Vf. Omul (1911-1955)	P	NV	27,1	NV	30,2	NV	25,6
	S	NE	9,6	NE	7,3	NE	7,9
Țarcu (1961-1979)	P	N	16,9	N	25,0	N	18,5
	S	S	14,9	S	12,8	S	16,1
Sinaia (1941-1955)	P	N	40,7	N	43,4	N	35,5
	S	S	19,9	S	13,5	S	18,6
Petroșani (1941-1955)	P	S	10,7	S	8,9	S	12,7
	S	N	4,1	NV	8,4	NV	5,2
Caransebeș (1946-1955)	P	SE	30,8	SE	14,3	SE	27,2
	S	NV	3,8	NV	12,0	NV	7,3

Astfel, pe culmile înalte ale Carpaților Meridionali aflați în plină atmosferă liberă și dinamică, circulația dominantă este din direcția nord-vestică sau vestică. Pe flancul vestic al Meridionalilor, în Masivul

Țarcu-Muntele Mare, se observă o dominare a circulației din sector nordic, în special în sezonul cald când se intensifică circulația din direcția Mării Baltice. Pe flancul estic, în masivul Bucegi-Făgăraș, se observă o dominantă a circulației din sector nord-vestic la mari altitudini (Vârful Omul-25,6 % din sector nord-vestic). În zonele depresionare joase, culoare de vale, direcția vântului dominant este orientat conform axei morfologice. Astfel, în culoarul Prahovean se observă o stabilizare puternică a circulației din sector nordic, cauzat de aerul rece care se scurge din Depresiunea Brașovului spre sud (Sinaia, 35,5 % frecvența medie anuală din sector nordic).

Și în culoarul Rucăr-Bran se observă aceeași frecvență și direcție dominantă din sector nordic și nord-estic.

În depresiunea Petroșani, direcția dominantă este din sector sudic cu o frecvență anuală de 12,5 %, maxima înregistrându-se în sezonul rece, când aerul mai rece din Câmpia Română are tendință să înlocuiască pe cel din Depresiunea Transilvaniei.

Pentru culoarul Timiș-Cerna se observă o canalizare a aerului din direcția sud-estică cu frecvență maximă iarna (30,8 % la stația Caransebeș).

Ca o constatare generală în legătură cu vântul de vale, este stabilitatea lui pe direcțiile dominante, ceea ce indică influența hotărâtoare a cadrului morfologic local asupra direcției.

3.7.2. Viteza vântului

Din punct de vedere climatic, principala consecință a interferenței curenților atmosferici ai atmosferei libere cu masivele muntoase ale Carpaților Meridionali este creșterea vitezei vântului pe măsura creșterii altitudinii, între baza masivelor și culmi (fig. 71).

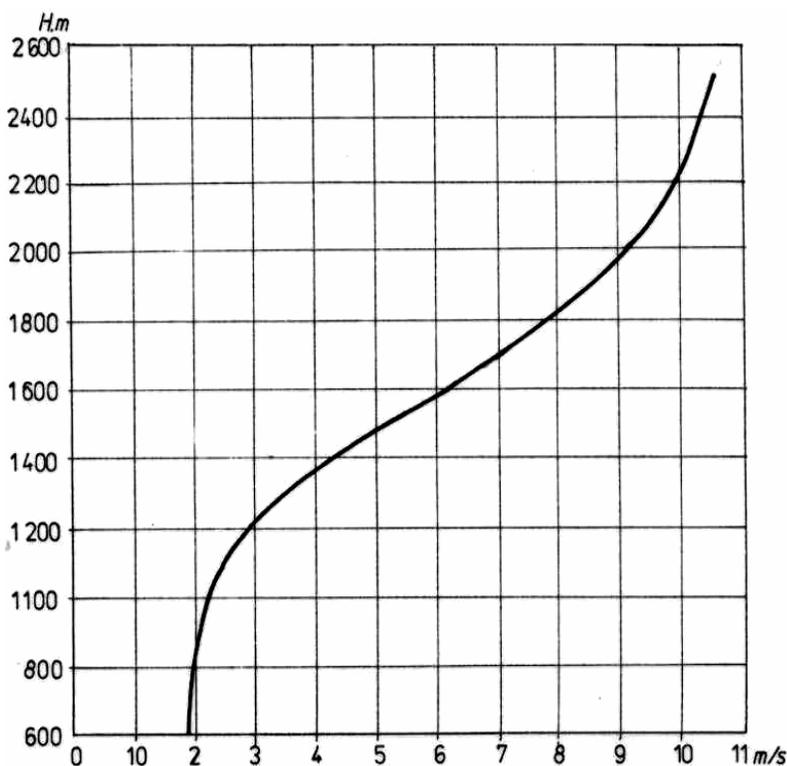


Fig. 71. Variația vitezei anuale ale vântului la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

Creșterea nu este uniformă: ea este mai scăzută sub 1000 m altitudine și peste 1700 m cu gradienti verticali de 0,1-0,2 m/sec, între 1000-1700 m, gradientul vertical al vitezei vântului crește de la 0,3 la 0,9 m/sec. Astfel, viteza medie anuală a vântului este de 1,9-2,8 m/sec sub 100 m altitudine, 4,9 m/s la 1500 m, 9,1 m/s la 2000 m altitudine. Peste această altitudine se observă o scădere accentuată a vitezei vântului, așa încât la 2500 m se înregistrează 10,5 m/s.

În plan orizontal, se observă o creștere mai accentuată a vitezei vântului în zonele depresionare deschise și culoare de văi, pusă pe seama canalizării versanților aerieni de-a lungul axei morfologice.

Astfel, pe valea Oltului se pot înregistra viteze foarte mari ale vântului, cu cazuri care au atins 70 m/s, înregistrat la 29 ianuarie 1978 între orele 20⁰⁰ și 20²⁴, la Stația Băița. Ariile adăpostite de vânt (văi și circuri glaciare, bazinete depresionare închise) sunt mai slab ventilate decât interfluviile și crestele înconjurătoare expuse circulației. Faptul este confirmat de datele stațiilor meteorologice, așezate în condiții diferite de ventilație atmosferică, chiar dacă acestea prezintă date nesincrone.

O altă caracteristică a variației vântului este faptul că aceasta crește pe direcțiile cu frecvență mare și sunt mai scăzute pe măsura reducerii frecvenței (tabel 21).

Tabel 21. Vitezele medii anuale ale vântului (m/sec) la diferite grade de expunere în Carpații Meridionali (1961-1970).

Stația	Tip stație a-expuse b-adăpostite	Alt. (m)	Iarna	Primăvara	Vara	Toamna	Anual
Cuntu	a	1500	3,5	3,7	3,3	3,8	3,8
Casa Peștera	b	1615	1,8	1,8	1,3	1,2	1,4
Semenic	a	1430	5,8	5,6	4,8	5,3	5,4
Scorpoasa	b	1200	0,8	0,9	0,7	0,8	0,8

3.7.2.1. Regimul anual al vitezei vântului

Regimul anual al vitezei vântului apare diferențiat în zonele înalte față de depresiunile joase. Astfel, în cursul anului, se remarcă o scădere substanțială a vitezei vântului în lunile de vară, comparativ cu cele de iarnă, la toate înălțimile, ca urmare a oscilațiilor intensității circulației generale a atmosferei (fig.72).

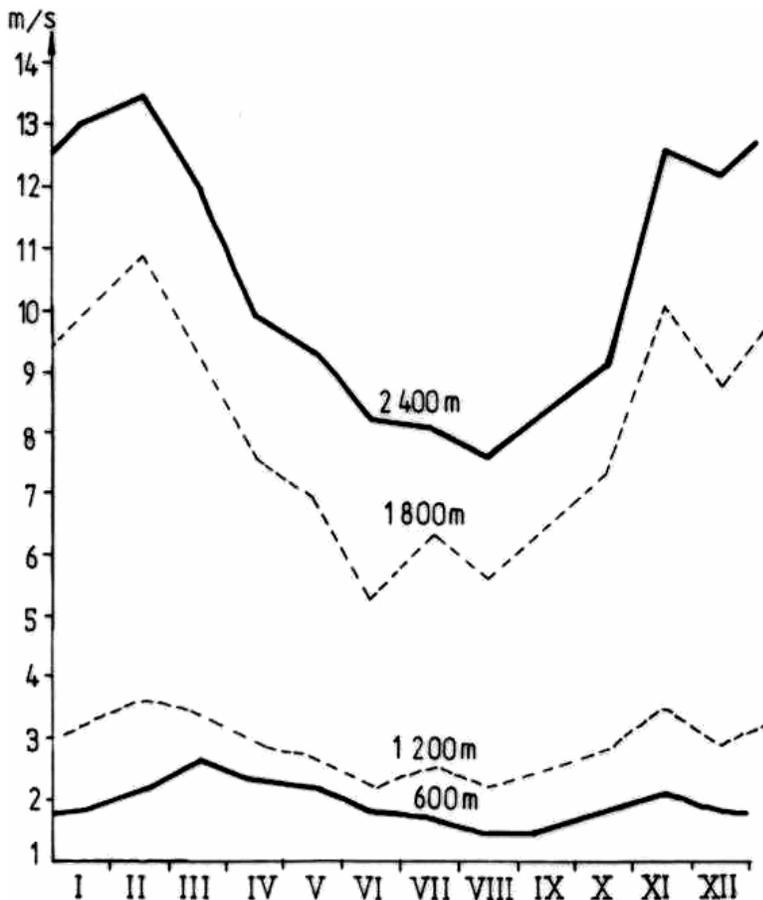


Fig. 72. Variația anuală a vitezei vântului (valori medii lunare) la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1961-1969).

La înălțimi peste 1800 m și pe culmi, maxima apare în decembrie sau ianuarie (11-13 mb), iar minima în iunie sau iulie (6-8 m/s). La altitudini sub 1100 m, vitezele medii lunare ating cele mai mari valori în luna martie, iar viteza minimă se înregistrează în cursul lunii august.

3.7.2.2. Regimul diurn al vitezei vântului

În zona montană înaltă din Carpații Meridionali se evidențiază faptul că regimul diurn al vitezei vântului are o evoluție diferită față de zonele mai joase. Astfel, la altitudini de peste 1200 m iarna și 1500 m vara, cele mai mari viteze se înregistrează noaptea și spre dimineață, iar cele mai mici viteze la amiază, în jurul orele 13-14, în perioada de convecție termică maximă.

La altitudini mai mici, sub 1500 m, valorile cele mai mari apar la amiază (3-4 m/s), iar cele mai mici noaptea și în cursul dimineții.

Totodată, se constată că, în timp ce la nivelul culmilor înalte vântul bate cu putere în tot timpul zilei, atât iarna cât și vara, în zonele joase depresionare, vitezele scad mai puternic în timpul nopții și dimineața, când predomină calmul. Ca urmare, aici amplitudinile zilnice sunt mai crescute decât în zona montană înaltă (fig. 73).

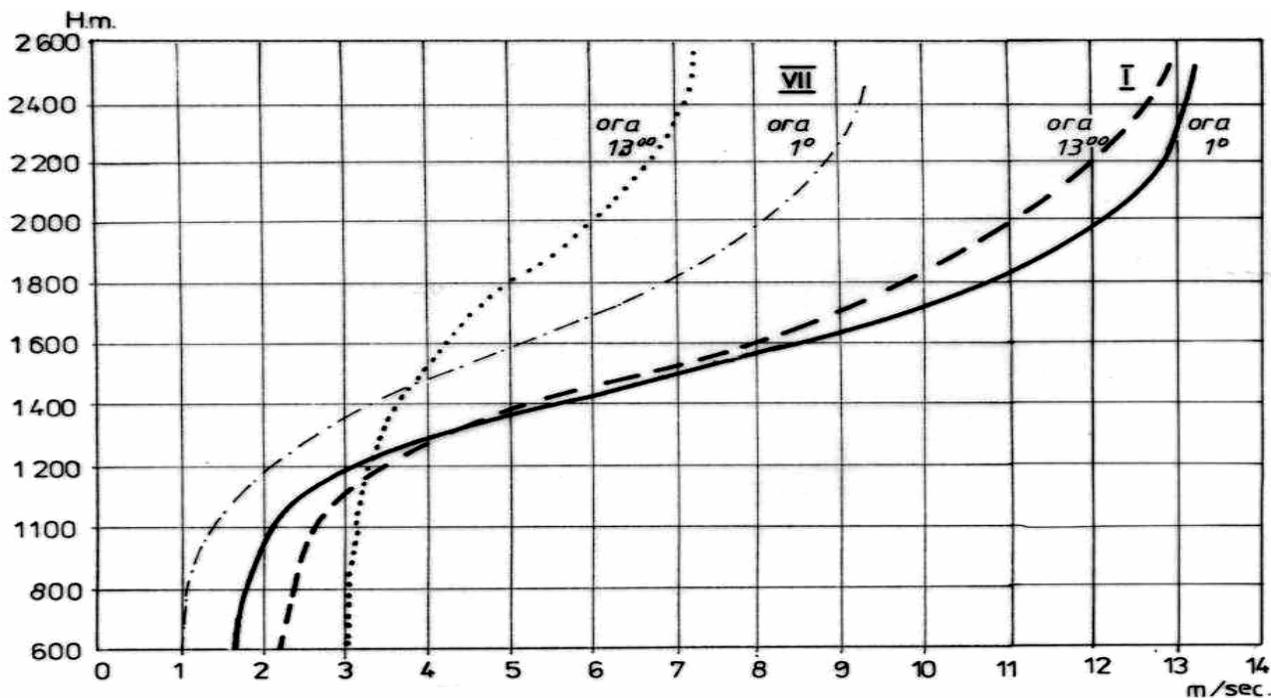


Fig. 73. Repartiția vitezei vântului la diferite altitudini în lunile caracteristice ale anului (ianuarie și iulie) în Carpații Meridionali (1961-1969).

3.7.3. Calmul atmosferic

Vântul este un element cu acțiune discontinuă, caracterizat prin alternanța mișcării cu calmul. Predominarea uneia sau a celeilalte situații definește caracterul dinamic sau static al climatului. Din această perspectivă rezultă că:

- culmile montane înalte peste 2000 m altitudine din Carpații Meridionali se caracterizează printr-un climat dinamic pronunțat, unde vântul bate cu o frecvență de 96 % din totalul anual al observațiilor, calmul fiind o raritate (4 %);
- în opoziție cu culmile se află zonele depresionare închise intramontane, unde calmul are o frecvență de 40-70 % din totalul observațiilor;
- contrastul apare și între fațadele expuse vântului (creste, păduri structurale înalte, înșeuări) și cele adăpostite (circuri și văi glaciare, bazinele depresionare), unde calmul are frecvențe mari;
- mersul anual al calmului se caracterizează printr-un maxim vara și un minim toamna, pe culmile înalte, iar în zonele depresionare, frecvența minimă apare primăvara din cauza instabilității vremii, cauzată de schimbarea maselor de aer.

3.7.4. Föhnul și vântul în cascadă

Un aspect al efectului de baraj eolian dat de Carpații Meridionali este apariția vânturilor descendente cu caracter de föhn și vânturi în cascadă.

Această formă de mișcare a aerului este mai caracteristică pentru lanțurile muntoase așezate perpendicular pe direcția dominantă a circulației atmosferice, ca de exemplu Carpații Orientali și de Curbură, Carpații Occidentali și Munții Apuseni. Carpații Meridionali fiind desfășurați spațial pe direcție est-vest sunt afectați foarte puțin de acest tip de mișcare a aerului. Totuși, acesta este pus în evidență, cu influențe caracteristice în peisajul geografic, pe fațada nordică a masivelor Bucegi-Făgăraș și Retezat.

Föhnul se manifestă mai puternic în perioada de iarnă-primăvară, în aceste zone, puse în evidență prin predominarea unui climat mai senin în această perioadă, încălziri bruște, cu topiri mai rapide a stratului de zăpadă în Depresiunile Făgăraș și Hațeg. Aceste fenomene sunt cauzate de intensificarea activității

ciclonale în perioada de primăvară din Marea Mediterană, cu mase de aer instabile care se dezvoltă pe mari grosimi, putând astfel să salte creasta Făgărașului și culmile masivului Retezat.

Manifestări de tipul föhnului apar și pe fața sud-vestică a Carpaților Meridionali, în Munții Cernei și Mehedinți, cauzate de circulația vestică, intensificându-se în semestrul cald. Aceasta este pusă în evidență prin predominarea unui climat mai secetos în această parte a Carpaților Meridionali și prin apariția în vegetația spontană a zonei a unor elemente termofile submediteranienie (liliacul) precum și a pădurilor de quercinee (vezi fig. 3).

Fenomene meteorologice de tip föhn, în sens fizic, se observă în toate trăsăturile climatului de vale, cu cer senin, uscat, cu precipitații reduse în contrast cu crestele înnourate, veșnic umezite de ceață și de burniță.

Vântul în cascadă se produce uneori pe pantele estice adăpostite de circulația dominantă vestică în cadrul Carpaților Meridionali. Vântul, izbind din plin, fațada expusă suferă perturbații prăbușindu-se brusc pe latura estică, producând adesea efecte carastrofale. Foarte frecvent, acest tip de vânt se întâlnește pe abruptul Prahovean, cu dezrădăcinări de arbori, smulgerea acoperișurilor cabanelor. Aici apar porțiuni fără vegetație, create de „ciocanul” eolian vertical, descendent.

3.7.5. Brizele de relief

Sunt vânturi locale, care suflă în ariile montane în două sensuri: vale-culme și culme-vale.

În timpul zilei, aerul se deplasează sub forma unui flux ascendent în direcția culmii, iar noaptea se deplasează în sens opus, cu flux descendent, de-a lungul văilor și pe versanți, în jos.

Briza de munte bate între orele 20, pe timp de vară, 18-19 în sezonul rece și 7-8, respectiv 10-12 dimineața. În timpul zilei, bate briza de vale. Momentele de schimbare a direcției se caracterizează prin calm.

Brizele de munte și de vale se produc în tot cursul anului, fiind mai pronunțate în anotimpul de vară. Viteza vântului în timpul brizei crește de la 0,5-1 m/sec în orele de seară până la 3-5 m/s în cursul nopții și spre dimineața. În condiții de canalizare a curenților brizei de munte, viteza poate crește peste 5 m/s. În zonele montane înalte, briza de munte este întărită de vânturile de altitudine, viteza fiind mai crescută decât la briza de vale.

Grosimea stratului de aer afectat de briza de munte este de circa 3-5 m la instalare, în orele de seară și poate atinge 9-10 m în cursul nopții. Aceasta este mai mică în cursul zilei.

3.8. Diferite tipuri de hidrometeori în Carpații Meridionali

Lapovița și burnița din cadrul acestui subpunct s-au tratat în subpunctul 3.5.4.

3.8.1. Măzăricea

În intervalul rece al anului, precipitațiile solide pot cădea și sub formă de granule foarte mărunte de gheață.

Măzăricea însoțește plafonul norilor în distribuția acestuia în altitudine în cursul anului. Iarna, acest tip de precipitații este prezent numai în părțile joase, la baza masivelor montane, iar în semestrul cald, numai pe culme, indicând astfel oscilația nivelului condițiilor termice respective (tabel 22).

Tabel 22. Numărul mediu de zile cu măzărice în lunile caracteristice ale anului în Munții Bucegi (1941-1945) (după Stoenescu Șt., 1951).

Stația	Ianuarie	Aprilie	Iunie	Octombrie	Anual
Vârful Omul	-	1,4	4,8	0,6	14,6
Casa Peștera	0,5	1,0	-	-	5,0
Predeal	0,2	1,8	-	0,4	6,0
Ploiești	1,0	-	-	-	2,8

În ceea ce privește numărul mediu anual de zile cu măzărice, acestea cresc cu altitudinea.

3.8.2. Chiciura

Chiciura reprezintă depunerea particulelor de apă suprarăcite (sub 0⁰ C) pe diferite corpuri solide. În cazul predominării vântului, mai ales în zona înaltă, se formează chiciură cu depuneri pe direcția vântului.

Chiciura este un fenomen de iarnă specific zonelor depresionare joase unde persistă ceața, care constituie sursa principală de alimentare cu particule fine de apă suprarăcite.

În climatul rece și dinamic din zonele montane, apariția chiciurei este posibilă în tot cursul anului, exceptând lunile iulie-august, în cazul zonelor sub 2300 m altitudine (tabel 23).

Tabel 23. Numărul mediu de zile cu chiciură în lunile caracteristice ale anului în Munții Bucegi (1941-1945) (după Stoenescu Șt., 1951).

Stația	Ianuarie	Aprilie	Iunie	Octombrie	Anual
Vârful Omul	15,0	11,2	1,4	12,4	131
Predeal	2,6	-	-	-	8,0
Bod	1,2	-	-	-	1,4

Grosimea maximă la aceste altitudini, a chiciurei depuse, poate atinge 60-80 cm.

3.8.3. Poleiul

Poleiul este un hidrometeor foarte adesea întâlnit în perioada de toamnă, iarnă și primăvară, în zonele joase ale Carpaților Meridionali și numai toamna și primăvara în zonele înalte, când pe fondul unor temperaturi negative se întâmplă să cadă precipitații lichide. La atingerea solului, apa, în stare de răcire accentuată, îngheață, rezultând un strat subțire de gheață. Existența acestui strat este adesea de scurt timp deoarece el se topește rapid la apariția primelor raze de soare.

3.8.4. Bruma

Când temperatura suprafeței active scade sub 0⁰ C, vaporii de apă existenți la suprafața terenului se depun sub formă de cristale fine de gheață. Depunerea brumei delimitează în teren traseul izotermei de 0⁰ C și localizarea zonelor microclimatice ale înghețului nocturn.

Bruma din perioadele de tranziție dintre anotimpul cald și rece al anului, indică în zona montană și zonele cu inversiuni de temperatură traseul izotermei de 0⁰ C, acoperind astfel fundul tuturor cavitațiilor. Când înghețul este general, depunerea brumei e uniformă pe întreaga suprafață a terenului.

Numărul mediu lunar de zile cu brumă este crescut în lunile de toamnă: în octombrie pe culme și în noiembrie în zonele depresionare. Numărul mediu anual scade odată cu creșterea altitudinii, aceasta deoarece la altitudini mari tranziția de la sezonul cald la cel rece se face rapid, în comparație cu zonele joase (tabel 24).

Tabel 24. Numărul mediu de zile cu brumă în lunile caracteristice ale anului în Munții Bucegi (1941-1945) (după Stoenescu Șt., 1951).

Stația	Ianuarie	Aprilie	Iunie	Octombrie	Anual
Vârful Omul	-	-	0,4	5,0	13,8
Casa Peștera	-	-	-	4,6	19,9
Predeal	5,2	4,0	-	8,8	50,6
Sinaia	2,7	1,0	-	5,2	24,0

3.8.5. Roua

Epoca anuală de producere a acestui fenomen în Carpații Meridionali este încadrată de limitele cronologice ale înghețului și de absența a păturii de zăpadă.

Roua se produce prin condensarea vaporilor de apă din stratele de aer inferioare în contact cu suprafața activă răcită prin radiație în cursul nopților senine și calme.

Maximum de frecvență al fenomenului are loc în luna august și la altitudini medii și joase, unde calmul atmosferei este cel mai frecvent (tabel 25).

Tabel 25. Numărul mediu de zile cu rouă în lunile caracteristice ale anului în Munții Bucegi (1941-1945)
(după Stoenescu Șt., 1951).

Stația	Ianuarie	Aprilie	Iunie	Octombrie	Anual
Vârful Omul	-	-	17,4	1,2	41,6
Predeal	-	1,0	23,2	10,6	92,2

De asemenea, producerea de rouă este mai frecventă în microformele de relief concave, care găzduiesc inversiunile termice nocturne și condensările masive ale vaporilor de apă.

3.8.6. Precipitațiile convective și manifestările electrice

În semestrul cald, puternica circulație convectivă verticală înalță brusc, la mare altitudine, aerul cald și umed al straturilor inferioare. În aceste condiții, precipitațiile ce se produc au picăturile de apă foarte mari și rare. Adesea, ploile sunt însoțite de grindină și puternice manifestații electrice.

Descărcările electrice în arealul Carpaților Meridionali sunt legate direct de prezența norilor de furtună cumulonimbus. Când încărcătura electrică a acestora devine cu totul ridicată, au loc descărcări, fie între norii vecini, fie între nori și pământ.

Observațiile au dus la concluzia că sarcinile electrice negative se acumulează, de obicei, la baza norilor, iar la partea superioară înghețată, cele pozitive (Moraru S., Lascu O., 1980).

La trecerea norilor de furtună, gradientul vertical de potențial electric depășește de obicei 10 000 volți/m, în zonele joase, iar pe culmile montane el prezintă valori extrem de ridicate, fiind în stare de producă chiar efecte mortale asupra organismului uman. Forța electromotrică enormă conținută de norii de furtună este rezultată din transformarea energiei dinamice a curenților aerieni, la care se adaugă energia eliberată cu ocazia condensărilor vaporilor de apă, în timpul proceselor de formare a norilor (Huroveanu M., 1956).

Cele mai frecvente manifestații electrice au loc în lunile de vară și, în special, în iunie (luna celor mai frecvente ploi convective, înregistrându-se peste 5 zile cu manifestații electrice).

Anual, se înregistrează în zona montană înaltă, în medie, 17-18 zile cu manifestații electrice (la stația Vârful Omul - 17,6 zile). Granulele de grindină ce însoțesc aceste ploi pot atinge, uneori, dimensiuni de mai mulți centimetri în diametru.

Cele mai multe zile cu grindină se produc în cursul lunii iunie (2 zile la Vârful Omul), fiind absentă în sezonul rece. Pentru zonele montane inferioare se înregistrează două zile cu grindină în cursul lunii iunie.

4. VALORIFICAREA CLIMATO-TURISTICĂ A PRINCIPALELOR ELEMENTE CLIMATICE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

Marea varietate a elementelor climatice din cadrul ariei montane a Carpaților Meridionali, variația lor în timp și spațiu, sub aspect cantitativ și calitativ, au o dublă importanță turistică:

- importanța climato-terapeutică;
- clima este un factor important care influențează direct activitatea de agrement și receere în aer liber (practicarea sporturilor de iarnă, drumeții pe trasee montane, în jurul stațiunilor climatice etc.);
- reprezintă un parametru ce se are în vedere în calcul parametrilor cantitativi și proiectarea arhitecturală a dotărilor de agrement din cadrul stațiunilor montane (acest capitol face obiectul unui studiu separat).

Astfel, Carpații Meridionali, din această perspectivă, devin o importantă regiune turistică a României, cu posibilități variate de valorificare a resurselor bioclimatice.

4.1. Importanța și valorificarea turistică în scopuri climato-terapeutice a elementelor climatice din Carpații Meridionali

În activitatea de toate zilele, omul este supus unui complex de factori ai mediului în care trăiește. Dintre aceștia, importanța cea mai mare o prezintă elementele meteorologice și climatice la care se adaugă și alți factori naturali respectiv artificiali, cu efecte la fel de importante.

Influența elementelor bioclimatice asupra organismului uman, depinde de tipul climatului existent în zona sau regiunea în care omul trăiește.

În principal, trei factori meteorologici concurează în determinarea unui mediu, prielnic sau nu, desfășurării unor activități: temperatura aerului, umezeala atmosferică și mișcările aerului.

Sub aspectul curei naturiste, mai importantă decât umezeala propriu-zisă a aerului este existența precipitațiilor și, în special, durata lor. La aceasta se adaugă radiația solară a cărei acțiune complexă depinde de lungimea și de caracterul radiației (directă sau difuză). Acești factori climatici, în unele condiții meteorologice, între anumite limite restrânse, sunt indiferenți și chiar sedativi, deci nu influențează starea unui organism sau creează o atmosferă de confort, destindere, relaxare, echilibru climatic. Dincolo de aceste limite de toleranță, factorii climatici pot acționa asupra unui organism devenind stimulenți, iar în unele cazuri, când acțiunea lor este prea puternică, pot deveni stresanți, producând tulburări ale sistemului regulator ale echilibrelor biologice. Aceste limite sunt relative în funcție de starea de sănătate a omului, de vârstă, de genul de activitate practicat, de antrenament etc.

4.1.1. Efectul biologic al principalelor elemente climatice

Poate fi estimat prin gruparea factorilor climatici, după modul în care influențează sistemul și funcțiile organismului.

4.1.1.1. Complexul factorilor climatici cu acțiune termică

În cadrul complexului de factori cu acțiune termică se include temperatura, umezeala aerului (care ridică sau coboară pragul temperaturii echivalent efective), intensitatea curenților de aer, radiația solară calorică.

Starea termică a aerului influențează receptorii termici cutanați. În funcție de temperatura aerului, organismul va primi un surplus de căldură la temperatura aerului de 28-30⁰ C (22,5⁰ C temperatură echivalent efectivă a aerului –TEE redă senzația de căldură a omului îmbrăcat normal, aflat în aer liber), sau se va răci la temperatură sub 21⁰ C, respectiv (17,5⁰ C TEE). Între 21-28⁰ C respectiv 17,5-22,5⁰ C TEE), organismul nici nu pierde, nici nu câștigă căldură (Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

S-a constatat că, în aerul static și saturat cu vapori de apă, senzația de căldură a omului este determinată doar de schimbarea unui singur element meteorologic, temperatura aerului (tabel 26).

Tabel 26. Câteva relații posibile între temperatură (termometru uscat și umezit), umezeală și vânt pentru ca organismul să aibă o senzație de temperatură efectiv resimțită de 20⁰ TTE (stare de confort termic).

Termometru uscat (t ⁰ C)	Termometru uscat (t ⁰ C)	Umezeala relativă (%)	Viteza vântului (m/sec)
22,0	16,5	58	0
23,0	14,7	40	0
23,0	17,5	60	0,5
24,0	13,2	37	0
24,0	18,0	56	1,0
24,0	24,0	100	2,5
25,0	16,0	38	1,0
25,0	20,0	63	2,0
25,0	23,2	84	3,0

Dacă starea de saturație a aerului se menține neschimbată, odată cu creșterea temperaturii aerului asupra organismului se produce senzația de încălzire, iar odată cu scăderea temperaturii, senzația de răcire în aerul static și nesaturat cu vapori de apă, senzația de căldură se găsește sub influența a două elemente meteorologice și anume: temperatura și umezeala aerului. Orice schimbare a lor duce la schimbarea senzației de căldură sau frig.

În relația temperatură-vânt, se observă că, la temperaturi scăzute, vântul scade confortul termic, amplificând senzația de frig. Dimpotrivă, la temperaturi ridicate, vântul coborând temperatura efectivă și realizează starea de confort termic, eliminându-se senzația de supraîncălzire.

În vederea practicării curei naturiste prin intermediul elementelor climatice în stațiuni cât și pentru aprecierea condițiilor reale de confort, în momentul de maximă încălzire, din cursul anului și a zilei, s-a calculat numărul de zile cu confort termic sau inconfort la diferite altitudini în Carpații Meridionali. (pentru luna iulie, ora 13).

4.1.1.1. Numărul mediu de zile cu confort termic

Numărul mediu de zile cu confort termic în momentul astrologic menționat (luna iulie, ora 13), are o distribuție diferențiată în cadrul Carpaților Meridionali, fiind dependentă de sezonalitatea altitudinală a elementelor climatice. Astfel, numărul maxim de zile cu confort termic (peste 10 zile pe lună) se înregistrează în partea inferioară a zonei muntoase, între altitudinile de 600-800 m. Odată cu creșterea altitudinii, acest număr scade treptat, datorită atât scăderii temperaturii medii zilnice și lunare, cât și a creșterii umidității atmosferice și intensificării vitezei vântului. Între 800 m și 1500 m altitudine, numărul zilelor cu confort termic variază între 1 și 10 zile. De la 1500 m în sus, pentru un om ușor îmbrăcat, în repaus, confortul termic practic dispare.

În condiții topoclimatice particulare, pe suprafețe restrânse (versant puternic însorit, adăpostire de curenții de aer etc.) se realizează condiții de confort termic și peste această altitudine. Astfel, între 600 m și 1400 m se înregistrează peste 10 zile cu confort termic (în luna iulie, ora 13). Maximul de zile cu confort termic, de peste 15 zile, este caracteristic altitudinilor cuprinse între 600-1000 m altitudine. La peste 1500 m înălțime, numărul zilelor cu confort prin adăpostire scade treptat, la 1600 m altitudine înregistrându-se 5 zile cu confort, iar la peste 1900 m, fiind absent (fig. 74).

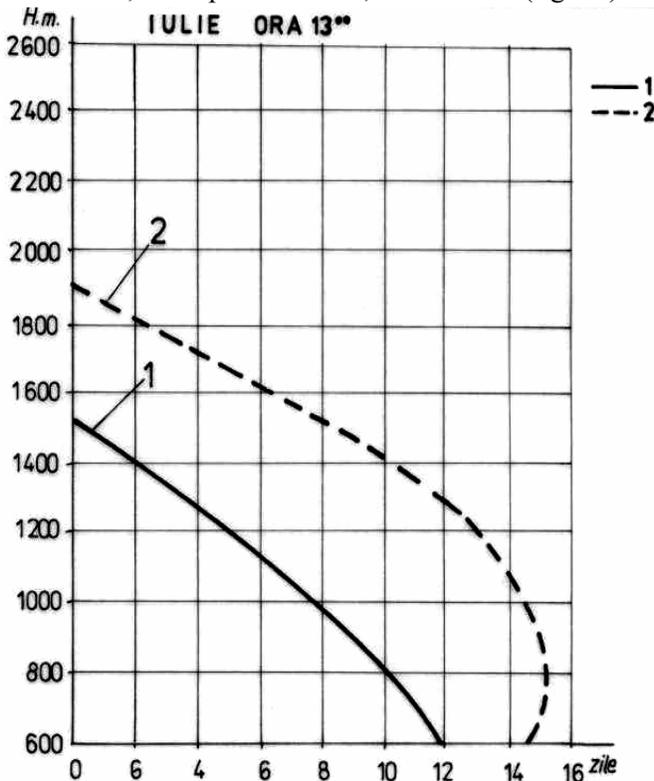


Fig. 74. Numărul mediu de zile cu confort termic la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1965-1970): 1. În condiții normale; 2. În condiții de adăpost.

În concluzii, zilele cu confort termic în Carpații Meridionali apar în luna iunie până în luna septembrie, în zona de până la circa 1400-1500 m, cu un maxim la sfârșitul lui iulie-începutul lui august, (cu un maxim la sfârșitul lunii iulie și începutul lunii august) în orele amiezii.

4.1.1.2. Numărul mediu de zile cu disconfort prin încălzire

Zilele cu disconfort prin încălzire sunt considerate acele zile în care temperatura medie a anului depășește 28-30⁰ C (22,5⁰ C TEE). Acest tip de zile se pot produce numai în lunile de vară și în zona montană inferioară a Carpaților Meridionali. Astfel, la altitudini de 600-700 m se înregistrează sub 5 zile cu disconfort prin încălzire, iar în jurul altitudinii de 900 m, practic, disconfortul prin încălzire este nul.

În condiții de adăpost (versant puternic însorit, adăpostire de curenții de aer etc.), numărul zilelor cu disconfort prin încălzire este mai ridicat cu 4-5 zile la aceeași altitudine.

Acestea sunt în număr de 5-10 zile la peste 600 m și scad sub 5 zile la peste 900 m altitudine. Practic, la 1400 m nu se mai înregistrează disconfort prin încălzire, nici chiar în condiții de adăpost total față de vânt. Această limită corespunde cu limita climatică a dispariției zilelor de vară și cu limita geografică reală a așezărilor omenești din Carpații Meridionali.

4.1.1.3. Numărul mediu de zile cu disconfort prin răcire

Zilele cu disconfort termic prin răcire sunt considerate acele zile în care temperatura medie a aerului scade sub 21°C , respectiv ($17,5^{\circ}\text{C TEE}$). Acest tip de zile este caracteristic sezonului rece al aerului, când se produc continuu.

În sezonul cald, numărul zilelor cu disconfort termic prin răcire scade odată cu reducerea altitudinii și spre solstițiul de vară. Astfel, la altitudini de 600 m, în luna iulie (ora 13), se înregistrează în jur de 10 zile. Acestea cresc la 20 zile, la 1100 m, 25 zile la 1500 m, iar la 1800 m, practic chiar în luna cea mai caldă a anului și aproximativ puțin după ora trecerii Soarelui la meridian, toate zilele prezintă disconfort prin răcire (fig. 75).

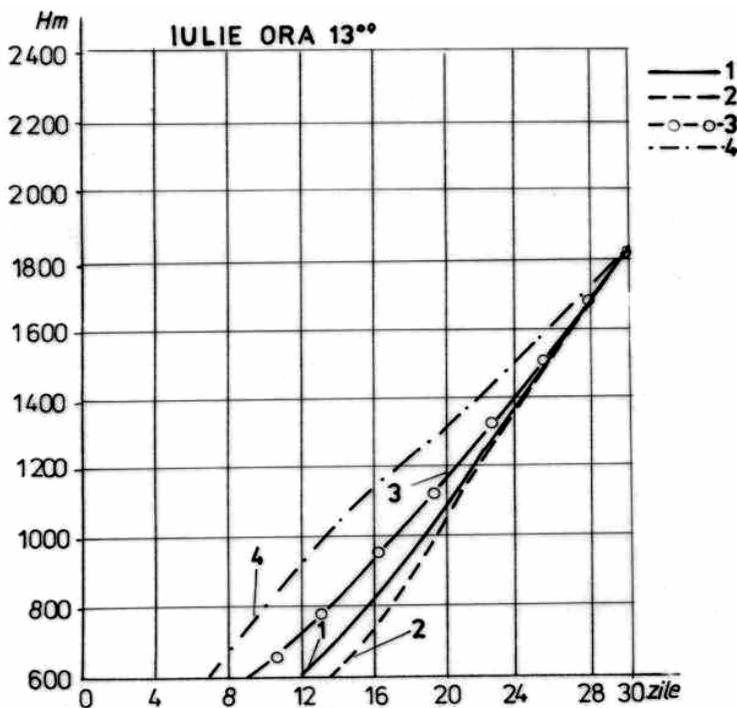


Fig. 75. Numărul mediu de zile cu disconfort prin răcire la diferite altitudini în Carpații Meridionali (1960-1975): 1. În condiții normale; 2. Pe versant nordic și vestic; pe versant sudic și estic; în condiții de adăpost.

La o analiză mai atentă a distribuției numărului de zile cu disconfort prin răcire, se observă diferențieri și la nivelul versanților cu diferite orientări. Astfel, pe versanții cu expunere sudică și estică, numărul zilelor cu disconfort prin răcire este mai scăzut cu 3 zile la altitudini de 600-800 m și se reduce la o zi, la 1200 m. La peste 1400, nu se produc diferențieri între versanți.

Cât privește vântul, s-a constatat că, peste viteza de 3,5 m/sec, organismul uman resimte disconfort, chiar dacă temperatura este cuprinsă în limitele de confort.

Astfel, numărul zilelor cu disconfort prin răcire în condiții de adăpost este mai redus decât în condiții normale. Acestea sunt cuprinse între 6-7 zile, la altitudini de 600 m. De la aproximativ 1350-1400 m se înregistrează peste 20 zile cu disconfort prin răcire. Peste 1800 m, indiferent că există condiții de adăpost față de vânt sau nu, condițiile mediului ambiant sunt de disconfort prin răcire, altitudine care corespunde cu limita absolută a practicării helioterapiei. În aceste condiții, zona montană se pretează mai mult practicării aeroterapiei.

Aeroterapia se poate face sub formă de băi reci, când temperatura efectivă echivalent (TEE) oscilează între $1-8^{\circ}\text{C}$, la aceasta ținându-se cont și de viteza vântului (Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

În cazul în care viteza vântului este mai mică de 1 m/sec, se pot practica băi statice, iar în cazul când viteza vântului depășește 4 m/sec, băile dinamice (Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

Odată cu creșterea altitudinii, crește și valoarea umidității relative a aerului, care astfel devine și ea un factor terapeutic.

În aceste condiții se pot practica băi de aer uscat, la o umiditate sub 50 % și băi foarte umede (86 % umiditate relativă), specifice zonei montane înalte (Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

4.1.1.1.4. Stresul climatic cutanat

Indicii de stres bioclimatic reprezintă, ca și confortul termic, o relație complexă între cele două elemente meteorologice de bază (temperatură, vânt), în raportul biologic dintre mediu și organismul uman. Se referă la senzațiile de frig și căldură pe care le resimte organismul în procesul termoreglării. Aceste senzații se obțin la nivelul pielii în contact direct cu aerul înconjurător. Se calculează după formula (P. A. Siple):

$$P + (10 V + 10,45 - V') (33 - t^0 C)$$

unde:

P - puterea de răcire, exprimată în kcal/m²/h;

v - viteza vântului în m/sec;

t - temperatura aerului în adăpostul meteorologic convențional, inferioară sau egală cu 33⁰ C (t < 33⁰ C).

Vara, condițiile meteorologice sunt favorabile declanșării termolizei, deci mecanismelor prin care organismul uman reduce posibilitatea de supraîncălzire (exemplu: transpirație).

Indicele care redă această relație este numit hipotonic. Iarna se produce un stres bioclimatic prin solicitarea termogenezei (exemplu: senzații de frig-frison). Indicele corespunzător este numit hipertonic (tabel 27).

Tabel 27. Puterea de răcire rezultată din relația (P. A. Simple) cu corespondent în indicii de confort (după Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

Puterea de răcire (P) în Kcal/m ² /h	Indice	Caracterul
0-149	-2	Hipotonic
150-299	-1	Hipotonic
300-599	0	Relaxant
600-899	+1	Hipertonic
900-1199	+2	Hipertonic

Pentru Carpații Meridionali, stresul bioclimatic cutanat este direct dependent de regimul și amplitudinile de variație ale elementelor climatice. Se observă astfel că, în zonele cu altitudini coborâte, jumătate din an este dominată de luni cu caracter hipotonic (lunile noiembrie-aprilie), care solicită termogeneza.

Pe fațada sudică a Carpaților Meridionali, datorită unui regim mai moderat al elementelor climatice, intervalul cu luni hipertonic se reduce cu o lună (noiembrie-aprilie).

Pentru depresiunile intermontane se observă și apariția lunilor cu caracter hipotonic (iulie-august, pentru Depresiunea Petroșani), în care se solicită procesul termolizei (transpirația pentru reducerea supraîncălzirii).

Pentru zona montană mijlocie și înaltă, se observă o reducere treptată a lunilor relaxante (dispariția totală a lunilor hipotonice), în favoarea lunilor hipertonic. Pentru altitudini de peste 2000 m, intervalul hipertonic crește la peste 10 luni (stația Iezer - intervalul durează din luna septembrie până în luna iulie).

Pentru zonele de culme înaltă, la altitudini de 2400-2500 m, datorită caracterului dinamic al climei, unde vântul este prezent continuu și cu viteze crescute (peste 3,5 m/sec), întregul an are caracter hipertonic (vârful Omul - cu 12 luni hipertonic pe an) (fig. 76).

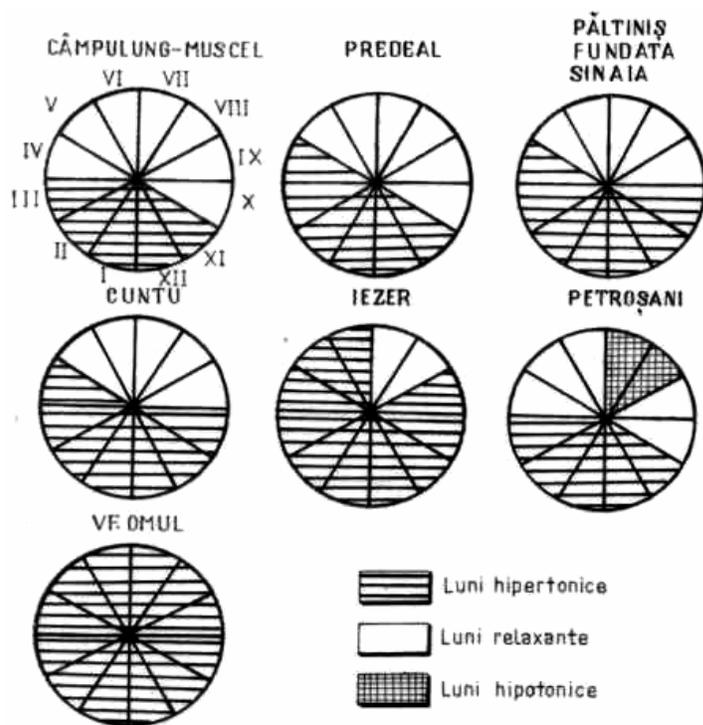


Fig. 76. Stresul lunar cutanat în Carpații Meridionali (după Teodoreanu, Elena și colab., 1984).

4.1.1.4.1. Intensitatea stresului cutanat (S.C.A. - stresul mediu cutanat anual)

Se determină prin formula W.H.Terjung:

$$S.C.A. = (N^2 + D^2)$$

unde:

N - indice de stres lunar nocturn (ora 01);

D - indice de stres lunar diurn (ora 13).

S.C.A. se exprimă, convențional, în valori cuprinse între 10-140 zile (pentru România) reprezentând o stare de dezechilibru fiziologic, care solicită termoreglarea.

Corelația indicelui de stres cutanat cu altitudinea, în cadrul Carpaților Meridionali, pun în evidență o variație corespunzătoare dependent de elementele climatice. Indicele are valori mai reduse de 30 zile pe an, sub altitudinea de 1300-1400 m. De la 1500 m altitudine, valorile indicelui cresc evident, mai atenuant, pe versanții cu expoziție sudică, cu o valoare maximă de 125-130 zile, la altitudini de 2500 m (130 zile la Vârful Omul).

4.1.1.2. Complexul factorilor climatici cu acțiune iritativă asupra sistemului respirator

În cadrul acestei grupe se includ presiunea atmosferică (concentrația oxigenului din atmosferă) și umiditatea atmosferică, cu acțiune iritativă asupra sistemului respirator și, implicit, asupra întregului organism.

4.1.1.2.1. Valoarea presiunii parțiale a oxigenului

Odată cu creșterea altitudinii, presiunea aerului și, deci, a oxigenului, scade, ceea ce provoacă modificări cu atât mai însemnate în funcționarea normală a organismului cu cât altitudinea este mai mare, manifestându-se prin dureri de cap, astenie musculară, care însoțesc modificări respiratorii, cardio-vasculare, sanguine. Toate aceste manifestări sunt cuprinse sub termenul de „rău de munte”. Aceste tulburări se datorează nu atât rarefierii aerului și deci scăderii presiunii atmosferice propriu-zise, cât scăderii presiunii parțiale a oxigenului. Întrucât acest gaz se găsește în proporție de aproximativ 21 % din compoziția aerului, rarefierea aerului duce la scăderea cantității de oxigen din aerul respirat, antrenând ca răspuns al organismului creșterea numărului de hematii în sânge. De aceea, una din modificările majore ale climatului de munte este tratarea anemiilor. Se consideră că 15 % din valoarea presiunii la nivelul „0 m” este limitată de suportabilitate a organismului, ceea ce înseamnă o valoare de 114 mm Hg, respectiv 152 mb, care se atinge în condiții normale (conținut de oxigen al aerului 21 %), la circa 2700 m altitudine.

În ceea ce privește condițiile geografice ale Carpaților Meridionali, din acest punct de vedere, nu sunt restricții.

Scăderea proporțională a oxigenului, corespunzător cu creșterea altitudinii, are efecte asupra organismului, care bine dozate, în funcție de caz, devin stimulente și cresc potențialul climato-terapeutic al Carpaților Meridionali (tabel 28).

Tabel 28. Valorile presiunii totale și parțiale a atmosferei calculate la un gradient mediu vertical de 10,7 mb = 8,0 mm Hg/100 m altitudine, pentru spațiul montan al României, stabilit pe baza valorilor de presiune atmosferică de la stațiile Sulina și Vârful Omul, pe perioada 1896-1955.

Alt. (m)	Presiunea totală		Presiunea parțială a oxigenului		Presiunea totală în unele localități		
	mm	mb	mm	mb		H (m)	mb
0	760	1013,0	159,9	212,7	Sulina	3	1016
50	720	960,0	151,6	201,6	-	-	-
1000	680	906,7	142,8	190,4	Predeal	1093	891
1500	640	853,4	134,4	119,2	Păltiniș	1450	852
2000	600	800,0	126,0	168,0	-	-	-
2500	560	746,7	117,6	156,8	Vf. Omul	2509	746

4.1.1.2.2. Stresul climatic pulmonar, generat de umiditatea atmosferică

Se bazează pe schimbările respiratorii, prin absorbția de oxigen și eliminarea de bioxid de carbon. În acest sens, atunci când cantitatea vaporilor de apă și anume tensiunea lor, depășește anumite limite, teoretice poate determina un stres pulmonar, prin acțiunea vaporilor de apă asupra mucoaselor căilor respiratorii.

După scara adoptată de J. P. Nicolae se evidențiază următorii indicatori ai stresului pulmonar (tabel 29).

Tabel 29. Indicatorii stresului pulmonar și limitele între care sunt cuprinși (după Nicolas, J. P.).

Limitele tensiunilor vaporilor de apă (mb)	Caracterul	Caracteristicile caracterului
11,7	Hidratant	Inconfort hidratant
7,5-11,6	Relaxant	Echilibrat, relaxant, nestresant
7,5	Deshidratant	Inconfort deshidratant

Pentru arealul Carpaților Meridionali, stresul bioclimatic pulmonar este direct dependent de regimul respectiv amplitudinile de variație și apariția în altitudine, a umezelii atmosferice. Astfel, pentru zonele cu altitudini coborâte, se pune în evidență, în decursul unui an de zile, apariția celor trei tipuri de indicatori ai stresului pulmonar, reprezentat prin luni deshidratante, relaxante și hidratante.

Perioada deshidratantă, cracteristică sezonului rece al anului, durează în zonele joase din noiembrie până în martie, când umiditatea atmosferică este redusă datorită capacității reduse a aerului rece, de o înmagazinare de vapori de apă. În acest interval se realizează un disconfort deshidratant, prin tendința de deshidratare a mucoaselor căilor respiratorii.

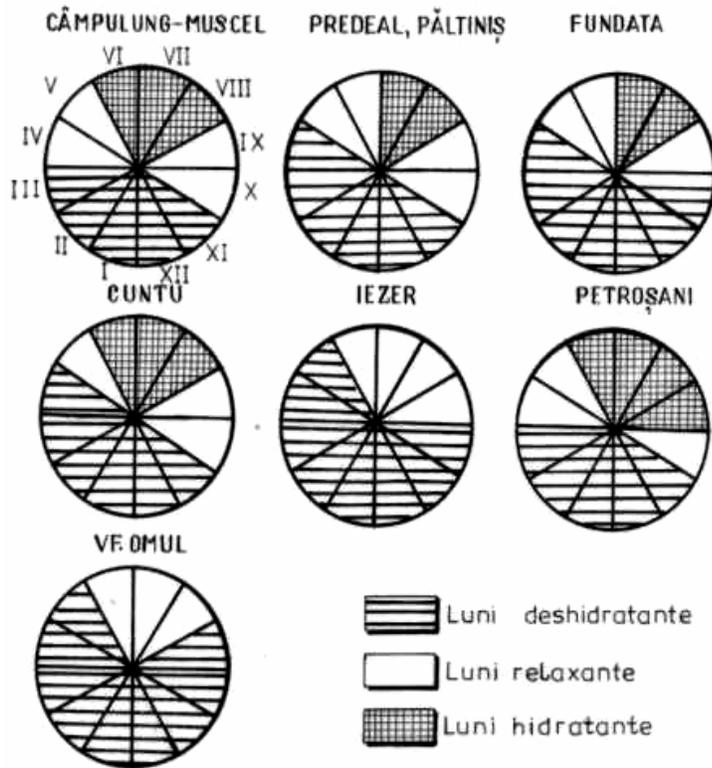
Perioadele relaxante se produc în lunile de primăvară (aprilie-mai) și de toamnă (septembrie-octombrie), când tensiunea vaporilor se situează în limitele confortului hidrosferic (7,5-11,6 mb), fără acțiuni iritante.

Vara, datorită intensificării insolației, creșterii evaporației, precum și a capacității de reținere a vaporilor de apă de către atmosferă, tensiunea vaporilor de apă crește peste limita superioară a confortului (11,7 mb), generând starea de disconfort prin hidratare. Acest interval durează din luna iunie până în luna august, pe fațada sudică a Carpaților Meridionali și crește la patru luni, în Depresiunea Petroșani (iunie-septembrie).

În concluzie, zonele de depresionare joase, în special cele închise, sunt dominate de disconfort hidric, timp de patru luni pe an (în cursul lunilor iunie-septembrie) (fig. 77).

Odată cu creșterea altitudinii, se observă o creștere a intervalului deshidratant, o descreștere a intervalului hidratant, iar lunile cu caracter relaxant se mută spre lunile de vară. Totuși, pentru zonele vestice

ale Carpaților Meridionali, precum și la altitudini mijlocii, lunile de vară au caracter hidratant datorită aportului sporit de umezeala transportată de circulația vestică (stația Cuntu cu interval hidratant. în cursul



lunilor iunie-august).

Fig. 77. Stresul lunar pulmonar în Carpații Meridionali (după Teodoreanu, Elena și colab., 1984).

Pentru fațada estică, intervalul deshidratant, în schimb, crește la altitudini mijlocii, la 7 luni (stația Fundata, în cursul lunilor octombrie-aprilie), iar intervalul hidratant se reduce la două luni (lunile iulie-august), această stare fiind generată de mișcările convective intense ale aerului de la aceste altitudini cu aport intens de umezeală din zonele joase.

Pentru zona montană înaltă, caracteristice sunt lunile deshidratante, unde intervalul crește la 8-9 luni pe an (stația Vârful Omul), interval deshidratant în cursul lunilor septembrie-mai). Caracteristic este și dispariția lunilor cu caracter hidratant, locul lor fiind luat de luni relaxante. Intervalul relaxant este cuprins între culmi, la altitudini de 2000 m (Iezer, mai-august) și se reduce la trei luni pe an, la altitudini de 2500 m (Vârful Omul, mai-iulie).

4.1.1.3. Stresul bioclimatic total

Reprezintă rezultatul însumării stresului bioclimatic cutanat și pulmonar după relația:

$$S.T.A. = S.C.A. + S.P.A.$$

Acesta este un element de referință mai complex decât celelalte, întrucât încearcă să prezinte solicitarea globală a climatului asupra organismului atacat simultan la nivelul pielii și al plămânilor.

Corelația dintre indicii de stres bioclimatic total și altitudine, scoate în evidență, în cadrul Carpaților Meridionali, o creștere rapidă cu altitudinea (fig. 78).

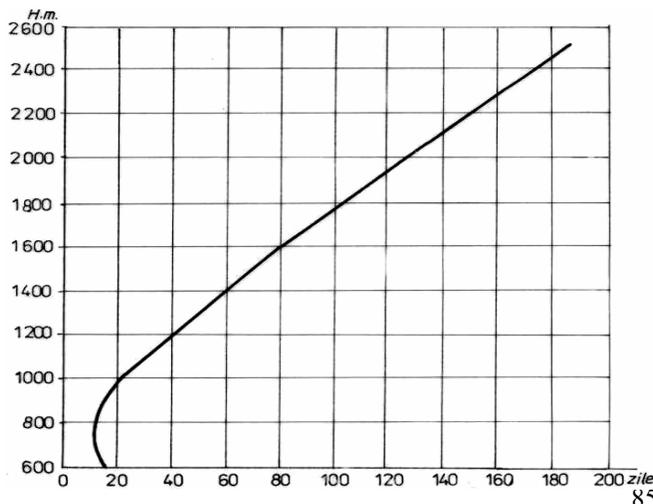


Fig. 78. Repartiția altitudinală a stresului bioclimatic total în Carpații Meridionali (1960-1975).

Astfel, se înregistrează valori minime sub 20 zile, la altitudini cuprinse între 600-1000 m, de unde se observă o creștere rapidă a stresului. La 1800 m se înregistrează peste 100 zile cu stres bioclimatic total, iar la altitudini de 2500 m, stresul crește la peste 180 zile (190 zile la Vârful Omul).

4.1.1.4. Complexul factorilor climatici cu acțiune biologică fotochimică și imunologică

În cadrul acestui complex de factori se includ radiația luminoasă și cea ultravioletă.

Radiația luminoasă percepută la nivelul celulelor retinei, dă impulsul luminos care se transmite, pe căi nervoase, la nivelul creierului (hipotalamusului). Sunt stimulate o serie de glande endocrine ca: hipofiza, tiroida, glandele sexuale. Cu cât radiația este mai intensă, cu atât sunt stimulate mai tare glandele cu secreție internă.

Radiația solară ultravioletă are efecte locale de pigmentare a pielii, fără producerea eritemului. Acestea sunt cuprinse între lungimi de undă de 3200 și 4000 Å (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

La latitudinea Carpaților Meridionali, radiația ultravioletă de tip A are valori maxime la ora 9-9³⁰ dimineța.

Radiația ultravioletă B, cu lungimi de undă de 2970-3200 Å produce eritemul, cu efect doar la suprafața pielii expusă la soare (eritemul reprezintă înroșirea pielii care, ulterior, se transformă în arsură) (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

Radiația ultravioletă contribuie la transformarea provitaminei D 2 în vitamina D 2, care are rol în asimilarea calciului în organismul uman (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

Radiația ultravioletă B are acțiune antirahitogenă (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

Efectele biologice generale ale expunerii la radiațiile solare sunt multiple (Teodoreanu Elena și colab., 1984):

- creșterea concentrației anticorpilor;
- scăderea valorii tensiunii arteriale, vasolidatația cutanată;
- creșterea secreției de suc gastric.

O expunere supradozată dă efecte contrare de scădere a vitaminei D 2, urmată de o scădere a anticorpilor din sânge (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

Repartiția spațială a radiației ultraviolete în cadrul Carpaților Meridionali este neuniformă. Aceasta crește odată cu altitudinea locului și este foarte intensă în sezonul de iarnă datorită reflexiei pe care o cauzează stratul de zăpadă.

În sezonul cald, intensitatea radiației ultraviolete rămâne ridicată și în condiții de instabilitate mare a atmosferei, aceasta datorită dispersiei pe care o exercită norii asupra radiației solare. Eritemul se poate produce și în situații cu o nebulozitate de 8 zecimi, la o expunere la aer peste 60 minute pe zi, când pielea este încă nepigmentată.

4.1.1.5. Aeroionizarea ca factor fizico-terapeutic

Aeroionizarea exercită o polarizare a efectelor climatice concentrate asupra diferitelor țesuturi, organe sau sisteme funcționale, dar și asupra organismului uman, ca entitate. Felul efectului este în funcție de predominarea ionilor din atmosferă, ioni încărcăți pozitiv sau negativ (sarcină pozitivă sau negativă).

Dintre compușii gazeoși ai atmosferei, oxigenul are cea mai pronunțată tendință de-a forma ioni. Ei se pot forma prin acțiunea unui agent ionizant asupra atomilor sau moleculelor de oxigen. Ionizarea se realizează prin îndepărtarea unui sau mai mulți electroni, care vor da naștere unor ioni monoatomici și monomoleculari pozitivi sau negativi, prin atașarea electronilor smulși la o particulă neutră, electrică. Fiecare ion apărut, își asociază moleculele neutre, dând naștere la ioni mici, ușori sau normali (Brânza V., 1974).

Printre agenții ionizanți se enumără (Brânza V., 1974):

- emisiunile radioactive, care sunt elemente radioactive provenite din sol și acționează în atmosfera inferioară determinând o ionizare cu o intensitate relativă de 4 perechi ioni (cm²/sec);
- radiația cosmică constituie principala sursă producătoare de ioni.

La nivelul solului mai există și alți factori care determină ionizarea moleculelor de aer (Brânza V., 1974):

- ionizarea rezultată din efectul Lenard, cu apariția de sarcini electrice la ruperea picăturilor de apă din ploaie;
- ionizarea rezultată din efectul Blanchard, care se produce prin spargerea bulelor peliculare de aer la suprafața apei;
- viscozitatea și descărcările electrice.

În atmosferă, paralel cu procesele și fenomenele care conduc la apariția diferiților ioni, au loc o serie de procese de distrugere a acestora. Ele se pot produce la recombinarea ionului pozitiv cu cel negativ de același fel sau din altă categorie. Cele mai mari valori ale ionilor ușori s-au observat dimineța sau seara.

Valorile maxime pentru ionii grei apar în jurul prânzului sau în timpul după-amiezii, când, în general, nucleele de condensare sunt mai numeroase. În variația anuală a ionizării aerului se observă concentrații mari de ioni ușori în timpul verii și mai mici iarna.

Acțiunile fiziologice observate se referă la efectele aeroionizării asupra sistemului nervos, asupra proprietăților fizico-chimice, asupra dinamicii și schimbului de gaze, al sistemului respirator, asupra proprietăților funcționale ale mușchilor pielii în vindecarea rănilor și, în general, o influență asupra metabolismului general și al țesuturilor (Stoicescu C., Munteanu L., 1976).

În cadrul Carpaților Meridionali, variația aeroionizării sau existența unei diferențieri zonale se face remarcată în principal ca urmare a unei variabilități în constituția geologică a regiunii și a condițiilor fizico-geografice de amploare (tabel 30).

Tabel 30. Distribuția spațială a aeroionizării aerului în Carpații Meridionali (după Cupcea, S.).

Localitatea	Perioada de observație	Ioni negativi (n ⁻)	Ioni pozitivi (n ⁺)	Numărul total de ioni n = n ⁻ + n ⁺	Coefficientul de unipolaritate k = n ⁺ /n ⁻
Bușteni	II, V, VIII, IX, 1964	502	491	993	0,98
Sinaia	II, V, VIII, X, 1964	396,8	480,1	876,9	1,21
Cozia	V, 1974	464	511	975	1,10
Băile Herculane	VII, 1985	1106	1053	2159	0,95

Aeroionizarea naturală se prezintă preponderent pozitivă, concentrația ionilor pozitivi depășind pe cea a ionilor negativi (coeficient de unipolaritate supraunitar). Aceasta explică și stările de moleșeală din sezonul cald, în orele de amiază, cu frecvente stări de anxietate.

Zonele cu un coeficient de unipolaritate subunitar sunt deosebit de favorabile pentru refacerea sănătății (Stațiunile Bușteni, Băile Herculane).

4.1.2. Valorificarea turistică în scopuri terapeutice a elementelor bioclimatice din Carpații Meridionali

Valorificarea în scopuri curative a potențialului bioclimatic al Carpaților Meridionali, exprimat prin climatul stimulat de munte, se realizează în cadrul a două categorii de stațiuni:

- stațiuni balneoclimaterice cu interes general și local, unde pe lângă valorificarea climatului în scopuri curative se mai utilizează și proprietățile apelor minerale existente în zonă;
- stațiuni climatice propriu-zise, unde agentul (elementul) profilactic îl constituie doar clima.

În cadrul Carpaților Meridionali, stațiunile balneo-climaterice și climatice sunt amplasate în zone cu posibilități de acces, valorificând bioclimatul zonelor depresionare, cu caracter de adăpost (de cruțare), a bioclimatului munților mijlocii cu caracter stimulant.

4.1.2.1. Stațiuni balneo-climaterice de interes general

4.1.2.1.1. Bușteni

Stațiunea este situată pe Valea Prahovei, la poalele Munților Bucegi situați la vest și Munții Gârbova (Baiului) la est. Altitudinea medie a stațiunii este de 882-920 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea beneficiază de un climat de culoar montan, cu caracter de adăpost față de circulația generală vestică, generat de Masivul Bucegilor, care se înalță ca un parapet lângă stațiune. În general, vânturile se canalizează de-a lungul culoarului prahovean.

Temperatura medie anuală este de circa 6⁰ C, în luna iulie circa 15,5⁰ C, iar în ianuarie circa -4-5⁰ C.

Umiditatea este crescută (80 % media anuală). Nebulozitatea este moderată (media anuală circa 6,0 zecimi), zile cu aer senin: 60 zile, în medie anuală, cer acoperit 110 zile. Durata de strălucire a Soarelui 1900 ore. Precipitațiile medii anuale circa 840 mm. Numărul mediu anual de zile cu precipitație este de 145 zile. Număr mediu anual de zile cu strat de zăpadă este de 110 zile. Grosimea medie a stratului de zăpadă este de 30 cm și se înregistrează în prima decadă a lunii februarie. Nivelul aeroionizării este mediu, înregistrându-se 500 ioni $^{-}/\text{cm}^3$ și 490 ioni $^{+}/\text{cm}^3$. Coeficientul de unipolaritate este de 0,98.

Caracteristici bioclimatice

Numărul mediu de zile cu confort termic în luna iulie (ora 13) este de 6 zile. Numărul zilelor cu disconfort prin încălzire, maxim 2-3 zile lunar, indicele de stres bioclimatic cutanat (S.C.A.) este în medie de 15 zile, înregistrându-se 6 luni relaxante (mai-octombrie). Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) este în medie anuală de 30 zile, lunile echilibrate fiind mai, iunie, septembrie și octombrie.

Indicele mediu anual al stresului bioclimatic total (S.T.A.) este de 45 zile. Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat sedativ, cu nuanțe tonice, de stimulare pentru organism, aer curat, presiune atmosferică relativ joasă, radiații ultraviolete bogate.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în afecțiuni ale sistemului nervos ca: nevroză astenică, stări de debilitate, surmenaj fizic și intelectual. La aceasta se adaugă convalescențe cu o stare generală bună, hipertiroida benignă, rahitismul și tulburări de creștere la copii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.1.2. Sinaia

Stațiunea Sinaia este situată în culoarul prahovean, la poalele Munților Bucegi și Gârbova, la o distanță de 45 km de Brașov. Altitudinea medie a stațiunii Sinaia este de 798-971 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea beneficiază de un climat de culoar montan, cu caracter de adăpost. Temperatura medie anuală este de 5,5-6,5⁰ C, în iulie circa 14,5-16,0⁰ C, iar în ianuarie de -3,5 -4,7⁰ C. Iernile sunt blânde datorită versanților muntoși care adăpostesc stațiunea. Nebulozitatea medie anuală este de circa 6 zecimi. Numărul de zile cu cer senin este redus, circa 60 zile, iar cu cer acoperit circa 110 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de circa 1900 ore. Precipitațiile anuale ajung în medie la 750-1000 m. În perioada mai-iulie cad peste 100 mm lunar. Numărul zilelor cu precipitații, în decurs de un an, este de 140 zile. Iarna, cad zăpezi abundente. Stratul de zăpadă durează de la sfârșitul lunii septembrie până la sfârșitul lui martie. Stratul continuu de zăpadă durează circa 90 zile, cu o grosime medie decadică de 10-15 cm în ianuarie-februarie. Nivelul aeroionizării este mai scăzut, în comparație cu stațiunea Bușteni, înregistrându-se 480 ioni $^{+}/\text{cm}^3$ și 400 ioni $^{-}/\text{cm}^3$. Coeficientul de unipolaritate este supraunitar (1,21).

Caracteristicile bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic în luna iulie (ora 13) este de 7 zile. Numărul zilelor cu disconfort prin încălzire este de maxim 2 zile lunar. Indicele de stres bioclimatic cutanat (S.C.A.); este de 15 zile, înregistrându-se șase luni relaxante (mai-octombrie). Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) înregistrează un indice mediu anual de: 30 zile, lunile echilibrate fiind mai, iunie, septembrie, octombrie. Indicele mediu anual al stresului bioclimatic (S.T.A.) este de 45 zile. Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat sedativ, cu nuanțe tonice de stimulare pentru organismul uman.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în tratarea unor afecțiuni nervoase ca: nevroză astenică, surmenaj intelectual. La aceasta se adaugă și tratarea unor afecțiuni endocrine, boli profesionale (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.1.3. Voineasa

Stațiunea balneo-climatică Voineasa, permanentă, este situată în județul Vâlcea, pe valea râului Lotru, între Munții Căpățâanii și Munții Lotrului, la o distanță de 36 km de orașul Brezoi. Altitudinea medie a stațiunii este de 580-640 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea Voineasa are un climat de culoar montan, cu veri răcoroase și ierni geroase. Temperatura medie anuală este de 5⁰ C, în iulie 16⁰ C, în ianuarie -4,5⁰ C. Nebulozitatea medie anuală este de circa 6 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu cer senin este de 40 zile, iar cu cer acoperit de circa 120 zile. Durata de strălucire a Soarelui 1800 ore. Precipitațiile mai abundente primăvara și la începutul verii, ating o medie anuală de 800-900 mm. Numărul zilelor cu precipitații este de circa 140 zile anual. Stratul de zăpadă are o grosime medie de 30 cm, la sfârșitul lunii februarie și durează circa 100 zile anual. Nivelul aeroionizării este ridicat, înregistrându-se circa 630 ioni ⁻/cm³ și 570 ioni ⁺/cm³. Coeficientul de unipolaritate este de 0,91.

Caracteristici bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic (iunie ora 13) este de 7 zile. Disconfortul prin încălzire este foarte redus, înregistrându-se circa două zile pe lună. Indicele de stres bioclimatic cutanat (S.C.A.) este redus, circa 10 zile. Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) este, de asemenea, redus, circa 22 zile anual, cu luni relaxante (aprilie, mai, septembrie, octombrie). Indicele de stres bioclimatic total este de 32 zile.

Stațiunea se caracterizează printr-un climat sedativ, cu ușoare nuanțe tonice, de stimulare pentru organism, aer curat, lipsit de praf și alergeni.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii Voineasa este indicat în afecțiuni respiratorii, nevroză astenică, stări de convalescență, surmenaj, anemie, hipertiroidie în forme incipiente, rahitismul și tulburările de creștere la copii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.1.4. Băile Herculane

Stațiunea este situată pe Valea Cernei, între Munții Mehedinți la est și Munții Cernei la vest, la o altitudine medie de 160 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea beneficiază de o climă de depresiune intramontană, cu influențe submediteraniene. Temperatura medie anuală este de 10⁰ C, în iulie circa 22⁰ C, iar în ianuarie -1⁰ C. Nebulozitatea medie anuală este de circa 5,5 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu cer senin este de 60 zile, iar cu cer acoperit 110 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1900 ore pe an. Precipitațiile sunt reduse, media anuală înregistrând 700-800 mm, majoritatea precipitațiilor căzând sub formă de ploaie. Stratul de zăpadă are o grosime mică datorită topirilor repetate din timpul iernii.

Caracteristici bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic (iulie ora 13) este de 7 zile. Inconfortul prin încălzire este mai ridicat, înregistrându-se 11 zile pe lună. Stresul bioclimatic cutanat este de 20 zile anual, lunile relaxante fiind aprilie, octombrie și noiembrie. Stresul bioclimatic pulmonar este, în schimb, mai mare, înregistrându-se 28 zile anual. Stresul bioclimatic total este de 48 zile anual. O caracteristică bioclimatică foarte importantă a stațiunii Băile Herculane este aeroionizarea negativă crescută a aerului. Se înregistrează 1235 ioni ⁻/cm³ și 1445 ioni ⁺/cm³. În unele zone ale stațiunii aeroionizarea înresitreză peste 2000 ioni ⁻/cm³.

Indicații terapeutice

Bioclimatul sedativ de cruțare a stațiunii este indicat în afecțiuni neurologice, paralizii, refacerea asteniilor, nevrozelor. Aeroionizarea intensă a aerului diminuează viteza de sedimentare a sângelui, mărește

stabilitatea coloidală a sângelui și țesuturilor precum și rezistența organismului față de bolile infecțioase (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.2. Stațiuni climatice de interes general

4.1.2.2.1. Predeal

Stațiunea Predeal este situată pe interfluviul care desparte Valea Prahovei de Valea Timișului, fiind străjuită de masivele muntoase Bucegi, Postăvaru, Piatra Mare, Gârbova. Altitudinea medie a stațiunii este de 1040-1110 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea se caracterizează printr-un climat montan, cu veri răcoroase și ierni reci. Temperatura medie anuală este de 5⁰ C, în iulie 14,5⁰ C, iar în luna ianuarie, media lunară scade la -5⁰ C. Nebulozitatea medie anuală este de 6,5 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu precipitații este de 150 zile. Grosimea stratului de zăpadă este de 40 cm, în medie lunară, se menține circa 120 zile. Presiunea atmosferică se menține la valori de 891 mb. Vânturile dominante bat din direcția nord-vest, fără a exista curenți puternici de aer.

Caracteristici bioclimatice

Numărul mediu de zile cu confort termic (iulie ora 13) este de 5 zile, în restul lunii înregistrându-se inconfort prin răcire. Stresul bioclimatic cutanat (S.C.A.) este destul de redus, înregistrându-se 18 zile, cu luni relaxante (mai, octombrie). Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) este, de asemenea, redus (30 zile), cu luni echilibrate (mai, iunie, septembrie, octombrie). Indicele stresului bioclimatic total (S.T.A.) este de 48 zile. Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat tonic, stimulent, cu unele nuanțe de sedare, aer curat lipsit de praf și alergeni, bogat în radiații ultraviolete și cu o aeroionizare accentuată a atmosferei.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în afecțiuni endocrine, nevroză astenică, surmenaj și convalescență cu stare generală bună, rahitismul și tulburări de creștere la copii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.2.2. Poiana Brașov

Stațiunea este situată la poalele muntelui Postăvaru, la o distanță de 12 km de Brașov. Altitudinea medie a stațiunii este de 1030 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea se caracterizează printr-un climat răcoros de munte. Temperatura medie anuală este de 5⁰ C, în iulie media este de 14,5⁰ C, iar în ianuarie -5⁰ C. Nebulozitatea este crescută (peste 6.0 zecimi anual). Numărul de zile cu cer senin este de 60 zile, iar cu cer acoperit de 120 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1800 ore anual. Precipitațiile sunt de scurtă durată, dar frecvente, peste 900 mm anual. Numărul zilelor cu precipitații este de 150 zile. Grosimea stratului de zăpadă este de 40 cm (la sfârșitul lunii februarie) și durează circa 120 zile pe an. Aeroionizarea este medie, cu circa 430 ioni ⁺/cm³ și 420 ioni ⁻/cm³. Coeficientul de unipolaritate este de 0,97.

Caracteristici bioclimatice

Numărul mediu de zile cu confort termic (iulie ora 13) este 5 zile, în restul lunii înregistrându-se inconfort prin răcire. Stresul bioclimatic cutanat (S.C.A.) este destul de redus, circa 16 zile, lunile relaxante fiind mai, octombrie. Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) este redus, circa 30 zile, lunile relaxante fiind mai, iunie, septembrie, octombrie. Stresul bioclimatic total (S.T.A.) este de 46 zile.

Stațiunea se caracterizează printr-un climat tonic, stimulent, cu unele nuanțe sedative, aer curat lipsit de praf și alergeni.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în afecțiuni ale sistemului nervos (nevroza astenică), stări de debilitate, surmenaj fizic și intelectual, anemii secundare, unele forme de astm bronșic și de bronșite cronice astmatiforme, tulburări de creștere la copii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.2.3. Pârâul Rece

Stațiunea este situată pe versantul nordic al Munților Bucegi, la o distanță de 9 km de Predeal, pe șoseaua ce duce spre Râșnov. Altitudinea medie a stațiunii este de 960 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea se caracterizează printr-un climat de munte, cu veri răcoroase și ierni reci. Temperatura medie anuală este de circa 5°C , în iulie media fiind de $15,5^{\circ}\text{C}$, iar în ianuarie -6°C . Nebulozitatea medie anuală este de 6,0 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu cer senin este de 50 zile, iar cu cer acoperit 130 zile. Durata de strălucire a Soarelui 1800 ore anual. Anual cad peste 900 mm precipitații. Numărul mediu anual de zile cu precipitații este de 150 zile. Grosimea stratului de zăpadă este de circa 40 cm (luna februarie) și are o durată de 120 zile.

Caracteristici bioclimatice

Numărul mediu de zile cu confort termic (iulie ora 13) este de 5 zile, în restul lunii înregistrându-se disconfort prin răcire. Indicele de stres cutanat (S.C.A.) înregistrează 18 zile anual, iar stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.), 30 zile anual. Stresul bioclimatic total înregistrează 48 zile anual.

Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat tonic de stimulare pentru organismul uman, cu nuanțe de sedare.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în tratarea afecțiunilor glandelor endocrine (hipertiroidia benignă), surmenaj fizic și intelectual, nevroză astenică, rahitismul și tulburări de creștere la copii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.2.4. Păltiniș

Stațiunea este situată pe flancul nord-estic al Munților Cindrel, sub vârful Oncești, la o distanță de 34 km de Sibiu. Altitudinea medie a stațiunii este 1442 m.

Resursaele bioclimatice

Stațiunea se caracterizează printr-un climat de munte, cu veri răcoroase și ierni reci. Temperatura medie anuală este mai mică de 4°C , în iulie media fiind de 12°C , iar în ianuarie de -6°C . Nebulozitatea medie anuală este de 6,0 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu cer senin este de 40 zile, iar cu cer acoperit de 140 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1900 ore. Precipitațiile atmosferice sunt bogate, suma anuală fiind de peste 1000 mm. Iarna cad zăpezi abundente, de peste 50 cm strat grosime (februarie-martie). Aeroionizarea este ridicată. Vânturile dominante sunt din direcție N și NV, cu viteză moderată.

Caracteristici bioclimatice

Confortul termic, în luna iulie ora 13, nu se atinge practic în nici o zi a lunii, înregistrându-se numai disconfort prin răcire. Indicele bioclimatic de steas cutanat (S.C.A.) are valori de 25 zile anual, cu luni relaxante (aprilie, iunie, septembrie, octombrie). Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) înregistrează 30 zile, cu luni echilibrate (mai, iunie, septembrie, octombrie). Indicele stresului bioclimatic total, totalizează 52 zile anual.

Indicii reliefează un bioclimat tonic, de stimulare a funcțiilor organismului uman, de antrenare și călire.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în anemii secundare, surmenaj fizic și intelectual, hipertiroidia benignă, convalescență cu stare generală bună etc (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.2.5. Bran

Stațiunea este situată în Țara Bârsei, la intrarea în culoarul Branului, între Masivele Bucegi și Piatra Craiului, la o distanță de 28 km de Brașov. Altitudinea medie a stațiunii este de 750-850.

Resursele bioclimatice

Stațiunea se caracterizează printr-un climat de depresiune intramontană cu veri răcoroase și ierni reci. Temperatura medie anuală este de 6,5⁰ C, media lunii iulie fiind de 17⁰ C iar a lunii ianuarie de -4⁰ C. Nebulozitatea medie anuală este de 6,0 zecimi. Numărul mediu de zile cu cer senin este de 60 zile, iar cu cer acoperit 110 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1800 ore. Precipitațiile atmosferice înregistrează valoarea anuală medie de 800 mm. Numărul zilelor cu precipitații este de 140 zile. Grosimea stratului de zăpadă este în medie de 25 cm (luna februarie) și are o durată de 75 zile.

Caracteristicile bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic în luna iulie (ora 13) este de 13 zile. Numărul zilelor cu inconfort prin încălzire este de maxim două zile. Stresul bioclimatic cutanat (S.C.A.) este redus, înregistrându-se 12 zile anual, lunile relaxante fiind mai, octombrie. Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) se produce în medie anuală în 20 zile. Stresul bioclimatic total (S.T.A.) înregistrează 32 zile.

Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat sedativ, cu ușoare nuanțe tonice pentru organism.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în tratarea stărilor de surmenaj fizic și intelectual, nevroză astenică, convalescență cu stare generală bună, debilitate, anemii, afecțiuni ale căilor respiratorii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.3. Stațiuni climatice de interes local

4.1.2.3.1. Muntele Mic

Stațiunea este așezată în partea de nord-vestică a masivului Țarcu-Godeanu, într-o căldare deschisă pe versantul sudic al Muntelui Mic, la o distanță de 22 km de Caransebeș. Altitudinea medie a stațiunii este de 1525 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea beneficiază de un climat montan, cu ierni lungi, care favorizează menținerea stratului de zăpadă circa cinci luni pe an. Temperatura medie anuală este de circa 7⁰ C, media lunii iulie fiind în jur de 12,5⁰ C, iar a lunii ianuarie de -5⁰ C. Nebulozitatea medie anuală este ridicată, circa 6,5 zecimi. Numărul zilelor cu cer senin este de 40 zile iar cu cer acoperit de 130 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1900 ore. Precipitațiile atmosferice depășesc cantitatea de 1200 mm anual. Numărul zilelor cu precipitații depășesc 150 zile. Stratul de zăpadă depășește 70 cm, având o durată de circa 80 zile.

Caracteristici bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic în luna iulie (ora 13) este redus (0-1 zile), în rest producându-se disconfort prin răcire, datorate, în primul rând, vitezelor mari ale vântului. Stresul bioclimatic cutanat (S.C.A.) înregistrează valori mari circa 60 zile cu luni relaxante fiind mai, septembrie. Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.), în schimb, este mai redus, 30 zile, lunile echilibrate fiind mai, iunie, septembrie, octombrie. Stresul bioclimatic total (S.T.A.) înregistrează 90 zile.

Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat tonic, stimulent pentru organism, de adaptare și călire.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat în ameliorarea stărilor de surmenaj fizic și intelectual, convalescență cu stare generală bună, stări de debilitate (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.3.2. Poiana Mărului

Stațiunea este situată la poalele masivelor Muntele Mic și Țarcu, pe valea râului Bistra Mărului, la o distanță de 21 km de orașul Oțelul Roșu. Altitudinea stațiunii este de 600 m

Resursele bioclimatice

Stațiunea beneficiază de un climat de deal cu veri răcoroase. Temperatura medie anuală este de $6,5^{\circ}\text{C}$, în iulie media fiind de $17,5^{\circ}\text{C}$, iar în ianuarie de -3°C . Nebulozitatea medie anuală este de 6,0 zecimi. Numărul zilelor cu cer senin este de 50 zile, iar cu cer acoperit de 130 zile. Durata de strălucire a Soarelui este de 1900 ore. Precipitațiile ating în medie 800-900 mm anual. Numărul zilelor cu precipitații este de 140 zile anual. Stratul de zăpadă are grosimi reduse datorită topirilor frecvente din timpul iernii, având o durată medie de 50 zile pe an.

Caracteristici bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic în luna iulie (ora 13) este de 11 zile. Apar și zile cu disconfort prin încălzire, în număr de 4 zile. Indicele stresului bioclimatic cutanat (S.C.A.) este redus, înregistrându-se 12 zile, lunile relaxante fiind mai, octombrie. Stresul bioclimatic pulmonar (S.P.A.) este ceva mai crescut, înregistrându-se 20 zile anual. Stresul bioclimatic total (S.T.A.) este de 32 zile.

Stațiunea se caracterizează printr-un bioclimat sedativ de cruțare.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este indicat, în special, persoanelor de vârstă a treia, pentru refacerea tonusului precum și în tratarea unor afecțiuni endocrine, nevroză astenică, afecțiuni respiratorii (Teodoreanu Elena și colab., 1984).

4.1.2.3.3. Râncea

Stațiunea este situată în Munții Parâng, la o distanță de 18 km de Novaci. Altitudinea medie a stațiunii este de 1600 m.

Resursele bioclimatice

Stațiunea are un climat montan, cu ierni friguroase și veri reci. Temperatura medie anuală este de $2,5^{\circ}\text{C}$, în iulie, media fiind de $12,5^{\circ}\text{C}$, iar în ianuarie -7°C . Nebulozitatea medie anuală este de 6,5 zecimi. Numărul mediu anual de zile cu cer senin este de 40 zile, iar cu cer acoperit de 140 zile. Durata de strălucire a Soarelui durează 1800 ore. Precipitațiile medii anuale depășesc 1300 mm, înregistrându-se circa 160 zile cu precipitații. Stratul de zăpadă are grosimi maxime de 80 cm (se înregistrează în intervalul 1-10 martie).

Caracteristici bioclimatice

Numărul zilelor cu confort termic în iulie (ora 13) este redus (0-1 zile), în restul zilelor înregistrându-se disconfort prin răcire. Stresul bioclimatic cutanat se produce în 18 zile pe an, lunile relaxante fiind mai, octombrie. Stresul bioclimatic pulmonar se produce în 30 zile anual, lunile echilibrate fiind mai, iunie, septembrie, octombrie. Stresul bioclimatic total însumează 48 zile anual.

Din cele prezentate rezultă că stațiunea beneficiază de un bioclimat tonic stimulent, de antrenare și călire pentru organism.

Indicații terapeutice

Bioclimatul stațiunii este favorabil tratării unor stări de debilitate, surmenaj fizic și intelectual, nevroză astenică, convalescență cu stare bună (Teodoreanu Elena și colab., 1984) (fig. 79).

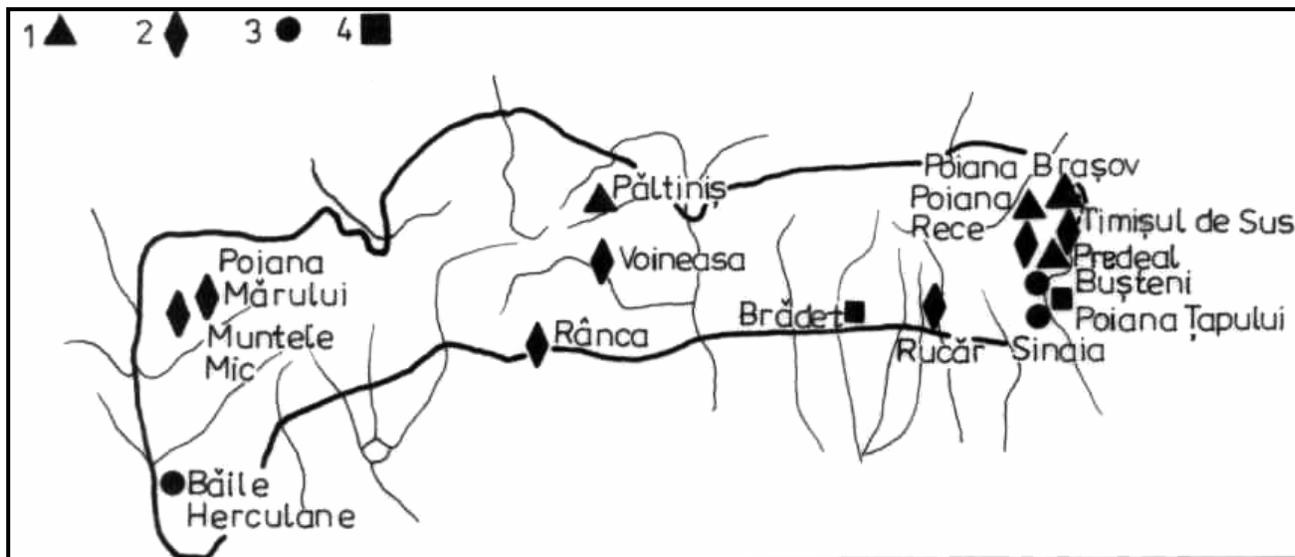


Fig. 79. Stațiunile climaterice și balneoclimaterice din Carpații Meridionali: 1. Stațiuni climaterice de interes general; 2. Stațiuni climaterice de interes local; 3. Stațiuni balneoclimaterice de interes general; 4. Stațiuni balneoclimaterice de interes local.

4.2. Clima - un factor important care influențează direct activitatea de agrement și recreere în aer liber în Carpații Meridionali

Prin activitatea de agrement și recreere în aer liber se subînțelege drumeții în jurul stațiilor climaterice sau pe itinerarii în cadrul zonei montane pe o durată de timp ce depășește o zi, practicarea sporturilor de iarnă.

Aceste tipuri de activități turistice sunt dependente de regimul diurn și anual al elementelor climatice, unele având o importanță deosebită: durata insolației în raport cu numărul de ore cu precipitații sau noroase, durata precipitațiilor sub formă de zăpadă, durata și grosimea stratului de zăpadă, calitatea zăpezii (temperatură, grad de afânare), precum și o serie de factori negativi (grindina, fenomene orojoase, ceața, viscolul etc.). Pentru perioada caldă a anului, o importanță deosebită pentru desfășurarea în bune condiții a activităților turistice în cadrul zonei montane o au:

4.2.1. Durata intervalului cu precipitații

Importanța duratei intervalului cu precipitații crește în zona montană odată cu creșterea temperaturii, când aceasta nu mai constituie un element restrictiv în desfășurarea activităților turistice. Cantitatea de precipitații căzute din punct de vedere turistic are o importanță redusă, deoarece nu acesta împiedică desfășurarea excursiilor în aer liber, ci durata lor, care determină întreruperea oricărui tip de activitate. Astfel, ploile convective de scurtă durată pot întrerupe doar pentru o oră-două activitatea în timp ce ploile cu caracter frontal, cu o durată de una-două zile, pot duce la ratarea unei excursii.

4.2.2. Prezența plafonului noros

Norii, în cadrul activităților turistice, nu au o acțiune patogenă, însă exercită o influență fiziologică și psihologică asupra turiștilor. Norii fragmentari sau cei care acoperă doar parțial cerul, nu influențează cu nimic turismul.

Norii în formă de pânză (stratiformi), care dau o înnourare peste (5,0 zecimi) sau cer acoperit (10 zecimi) împiedică mult vizibilitatea, micșorând raza orizontului turistic, în schimb starea de înnourare parțială sau totală a aerului este bine venită în ascensiuni, atât vara cât și iarna. Vara, norii stratiformi împiedică insolația care deshidratează și obosește mult organismul uman ce urcă în bătaia soarelui. De asemenea, norii stratiformi au efect în stoparea parțială sau totală a radiației solare directe și prin care se

realizează scăderea temperaturii aerului respectiv a suprafeței active, apropiind sau îndepărtând astfel organismul uman de starea de confort termic. În situația în care norii stratiformi își coboară plafonul și devin cenușii, aceasta reprezintă un indiciu că, nu peste mult timp, vor cădea precipitații care astfel reduc la zero posibilitatea practicării activității turistice.

Norii de tip Cumulus - albi, cu marginile și vârfurile argintii - dau o senzație, o stare de liniște, relaxare. Sunt norii caracteristici timpului bun pentru ascensiuni.

Norii de tip Cumulonimbus cu baza negricioasă dau o stare de nesiguranță și frică, pentru că ei indică o schimbare a vremii în câteva ore, de la frumos și călduros la ploaie cu grindină și descărcări electrice. Aceștea au efect psihic asupra organismului uman, deoarece stimulează activitatea cerebrală și musculară prin senzația de frică pe care o stârnesc, sub impulsul descărcărilor electrice și a formei lor.

Norii în formă de pânză, „mare de nori”, care se întind sub creasta masivelor montane, amenință cu burniță pe turiștii care sunt în ascensiune, în timp ce turiștii de pe vârf trăiesc un sentiment de satisfacție și pot practica chiar plaja.

Norii de mică altitudine, care dau frecvent ceața, provoacă la persoanele meteosenzibile cum sunt reumaticii, senzații de dureri a încheieturilor și dispar când cad precipitații din norii respectivi.

4.2.3. Influența ceții asupra practicării turismului montan

Pentru turism, ceața nu este importantă prin apa care se depune la nivelul suprafeței active prin efectul de condensare ci prin micșorarea vizibilității. Consecințele reducerii vizibilității sunt următoarele:

- reducerea vizibilității la zero metri determină ascunderea peisajului montan;
- ca și întunericul, ceața are efect depresiv, reducând astfel noțiunea formelor și distanței, mărin­d riscul pierderii orientării.

Ceața exercită și unele influența de ordin fiziologic:

- reduce temperatura aerului prin oprirea pătrunderii radiației solare directe până la sol și mărește umiditatea aerului, care asociată cu vânt, reduce indicele de confort termic, determină apariția senzației de frig pătrunzător;
- îngreunează respirația, mărin­d indicele de stres pulmonar.

4.2.4. Influența grindinii și a fenomenelor oranjose asupra practicării turismului montan

Acest tip de fenomene meteorologice sunt specifice intervalului cald al aerului și astfel ele pot influența turismul numai în această perioadă a anului. Influența lor se manifestă la nivel psihic prin crearea unor stări de frică și neliniște în situațiile în care turistul este surprins în plină activitate. Pentru zona montană înaltă, deasupra limitei superioare a pădurilor, pe lângă efectul psihic, fenomenele oranjose pot cauza și efecte mortale asupra turiștilor surprinși în teren deschis, prin lovirea de către fulger (descărcarea electrică). Din această cauză intervalul mai-iulie, pentru zonele montane înalte, este mai puțin favorabil practicării drumețiilor. La aceste cauze se adaugă și ploile torențiale cu grindină, care în anumite situații (mărimea mare a granulelor de gheață căzute), pot provoca accidente cu urmări nedorite.

În perioada rece a anului, activitatea turistică, în cadrul zonei montane, se reduce simțitor, aceasta datorită creșterii gradului de asprime al vremii și predominării condițiilor meteorologice nefavorabile (temperaturi scăzute, prezența stratului de zăpadă), la aceasta adăugându-se impracticabilitatea, fie datorită prezenței arealelor cu strat gros de zăpadă, fie scăderii duratei insolației care nu permite acoperirea distanțelor dintre două cabane de pe traseu. Totuși, muntele atrage în această perioadă a anului pe turiștii amatori ai sporturilor de iarnă (al sezonului alb). Aceștia întâlnesc aici toate condițiile favorabile practicării acestui tip de activitate:

- prezența unui strat de zăpadă care crește odată cu altitudinea;
- durata mare a intervalului cu strat de zăpadă;
- calitatea bună a zăpezii, care este direct dependentă de condițiile meteo-sinoptice (oscilații reduse ale temperaturii zilnice, probabilitatea mică de producere a precipitațiilor lichide cu efect de topire);
- înnoirea permanentă a vechiului strat de zăpadă cu altul nou, prin precipitații solide frecvente, care se produc prin viscolire, care transportă zăpada în locurile adăpostite etc.

4.3. Indicele climato-turistic

Pentru a se putea pune în evidență relația dintre elementele climatice și activitatea turistică din zona Carpaților Meridionali se utilizează indicele climato-turistic (după Clausse și Guerauld citat de Fărcaș I., 1968).

Conform părerii exprimate de autori, un astfel de indice ne permite să stabilim durata optimă a sezonului turistic (de vară și de iarnă), aceasta fiind dată de indicii cu valori lunare. Pentru determinarea indicelui climato-turistic se utilizează formula:

$$I = \frac{S + T - 5D}{5}$$

unde:

S - durata insolației în ore

T - temperatura medie lunară, exprimată în zecimi de grad

D - durata precipitațiilor, excluzând precipitațiile din cursul nopții

Indicele se calculează pentru valori medii lunare.

Din analiza acestor elemente rezultă că mersul anual al indicelui climato-turistic (I) depinde de mersul elementelor luate în considerare.

În Carpații Meridionali, maxima indicelui întârzie cu o lună față de maxima termică și a instalației, determinată de deplasarea minimumului duratei precipitațiilor spre lunile de toamnă.

În luna iulie, indicele scade până la valori apropiate de zero (față de câmpie, când, în această perioadă, se înregistrează maximul). Aceasta se datorează creșterii duratei precipitațiilor (peste 25 ore) și a reducerii duratei de strălucire a Soarelui, ca urmare a intensificării convecției (mai ales pe versanții expuși). Astfel, durata sezonului de vară (corespunde valorilor pozitive ale indicelui) este mai mică de 200 zile, din luna mai până în noiembrie, la altitudini peste 700 m. Odată cu creșterea altitudinii, durata sezonului de vară scade sub 120 zile, cu o vizibilă deplasare spre lunile de toamnă (august-octombrie), cu maxima indicelui climato-turistic (I) în august, septembrie.

Valorile indicelui nu cresc peste 50 în tot acest timp, iar la stațiile Iezer (1785 m) și Vârful Omul (2509 m), indicele se menține sub 20.

Analiza mai amănunțită a valorilor decadice ale indicelui climato-turistic (I) ne pune în evidență condiții cu totul excesive, care se manifestă odată cu creșterea altitudinii. Aici pot să apară valori negative chiar în lunile de vară; astfel, la stația Iezer, în decada întâi a lunii iulie, indicele scade la -9, iar decada a doua lunii august la -6. Teoretic, numai luna septembrie oferă aici condiții optime în toate cele trei decade.

Activitatea turistică din lunile iunie-iulie este îngreunată mult din cauza creșterii nebulozității, a cantității de precipitații, a frecvenței fenomenelor oranjose, a grindinei, ceții, toate sub influența intensificării convecției.

Durata sezonului turistic de iarnă în Carpații Meridionali (corespunzător valorilor negative ale indicelui climato-turistic) este dependent de durata și grosimea stratului de zăpadă, calitatea zăpezii, condiționată de frecvența și durata temperaturilor medii zilnice mai mici de 0⁰ C și se prezintă astfel:

- zonele montane înalte sunt cele mai favorabile, având o durată de peste 160 zile (186 zile la stația Țarcu);
- zonele montane medii ca înălțime au durata sezonului de iarnă cuprinsă între 80-160 zile (120 zile la Păltiniș, 145 zile la Iezer, 147 zile la stația Parâng);
- în zonele montane joase, durata sezonului de iarnă scade sub 80 de zile.

În funcție de aceste două criterii, se pot separa două etaje:

- etajul alpin, peste 1800-2000 m, cu durata cea mai mare a sezonului de iarnă, lunile cele mai favorabile fiind cele de primăvară (martie, aprilie, mai), când se înregistrează o creștere sensibilă a insolației de la 75 ore, în luna ianuarie, la 150 ore și peste această cifră în cursul lunii martie. Stratul de zăpadă se menține în căldări și pe piscuri până târziu (la stația Vârful Omul stratul de zăpadă durează între 8. IX și 18. VI - valori medii). Valorile medii ale indicelui (I) se mențin sub

- 60, în lunile ianuarie, februarie, martie. În decadele I și II ale lunii februarie, indicele (I) scade până la valori de -100, -110, minima absolută fiind -130;
- etajul subalpin se caracterizează printr-o reducere sensibilă a duratei sezonului turistic de iarnă, cauzată de topirea mai timpurie a zăpezilor (la Păltiniș - Sibiu, sezonul de iarnă durează în medie până la 1. V.) (fig. 80 A. și B.).

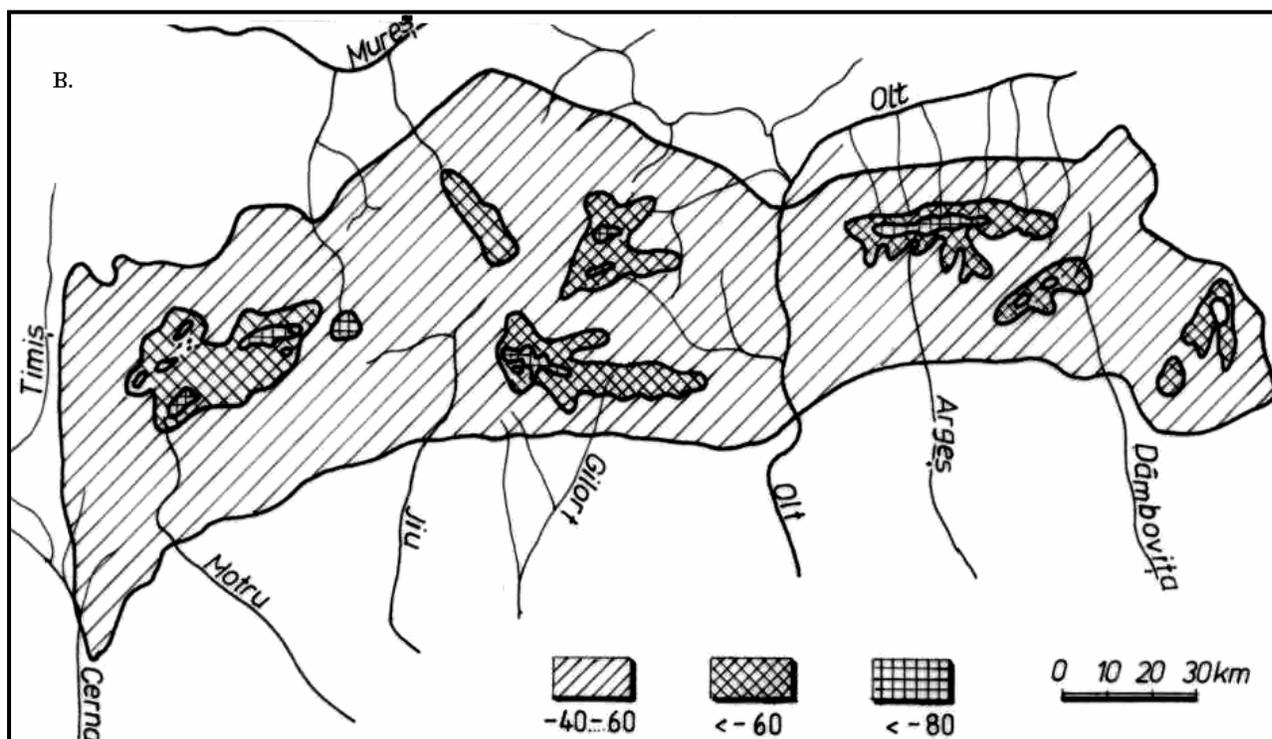
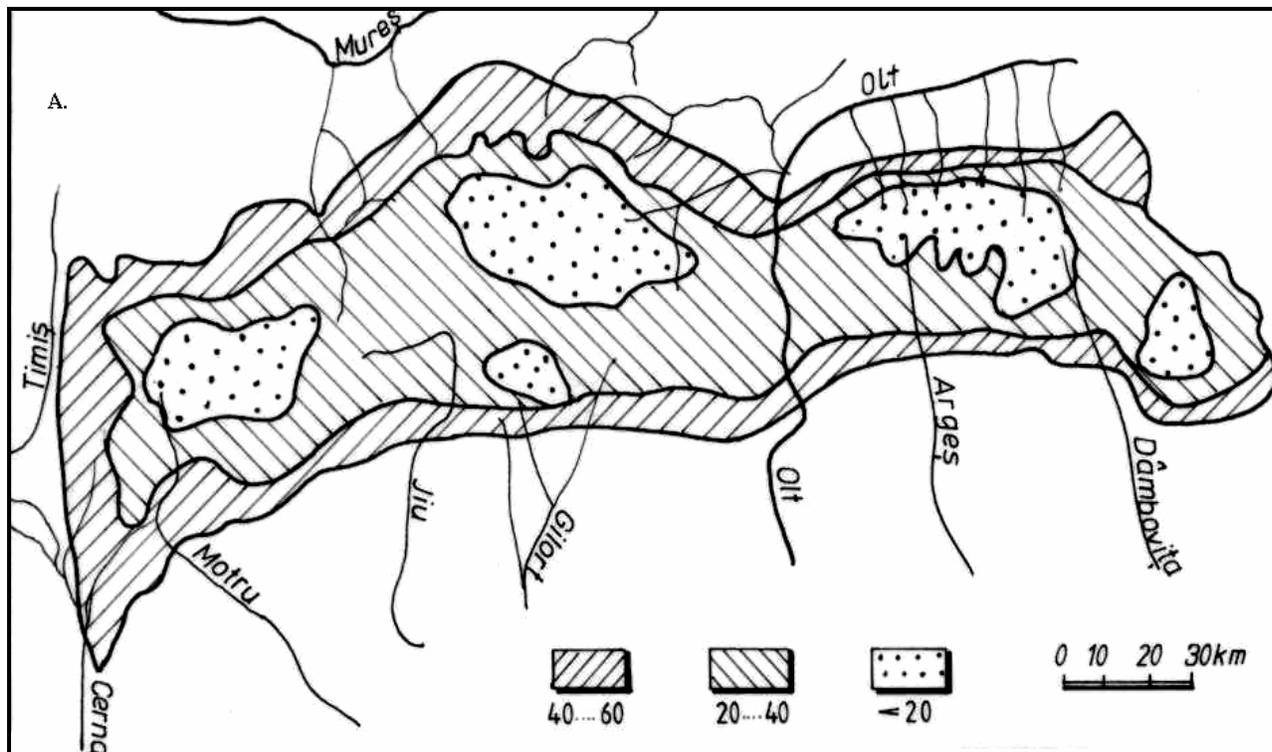


Fig. 80. Indicele climato-turistic în Carpații Meridionali: A. Iulie; B. Ianuarie.

4.4. Valorificarea turistică a stratului de zăpadă în Carpații Meridionali

Din cele prezentate mai sus rezultă faptul că, Carpații Meridionali sunt foarte favorabili practicării sporturilor de iarnă, în special a schiului, deoarece aceștia nu necesită amenajări deosebite.

Zona cea mai favorabilă este cea situată în etajul alpin, însă datorită și altor factori climatici restrictivi, precum și posibilităților reduse de acces, zona este mai puțin utilizată. Totuși, pe platoul Bucegilor, acesta se practică și datorită accesului mult favorizat de prezența telefericului.

Pentru zonele montane subalpine și inferioare, schiul se practică pe pârtii de schi special amenajate, în diferite zone. Cele mai frecvente pârtii de schi apar pe lângă stațiunile climatice cum sunt:

- Sinaia, cu pârtii de schi de diferite categorii de dificultate: ușoare (la Poiana Stâniei), cu dificultate medie (pe Valea Dorului), dificile (pe Valea lui Carp);
- Păltiniș, cu pârtii de schi, pe pante special amenajate, pe versantul nordic al muntelui Oncești;
- Poiana Brașov, cu existența mai multor pârtii de schi, care situează stațiunea pe locul I în cadrul amenajărilor pentru practicarea sportului de iarnă;
- Predeal, cu prezența celor trei categorii de pârtii: medii, ușoare și dificile.

5. CONCLUZII

Carpații Meridionali, din punct de vedere al resurselor bioclimatice, reprezintă o importantă regiune a României. Această importanță survine din două considerente:

- pe un spațiu restrâns ca teritoriu, în comparație cu teritoriul național al României, avem o mare diversitate a climei, aceasta fiind rezultatul dezvoltării altitudinale a reliefului (pe circa 2544 m) cu impact direct în etajarea resurselor bioclimatice;
- aceste resurse bioclimatice sunt inegal distribuite în plan vertical, durata de manifestare a unui tip de element bioclimatic (temperatură, precipitații, umezeală, strat de zăpadă, plafon noros etc.) fiind diferit în zonele joase față de cele înalte, existând astfel posibilitatea valorificării lor (cu anumite valențe și intensități) o perioadă mult mai lungă în cursul anului decât în zonele de câmpie.

Din punct de vedere al curei bioclimatice, Carpații Meridionali se caracterizează printr-un bioclimat tonic, stimulat, de munte. La altitudini sub 1000 m se manifestă și caracterul de bioclimat de cruțare, unde numărul zilelor cu confort termic este cel mai mare de pe întreg teritoriul României. La peste 2000 m altitudine, bioclimatul nu mai are nici o importanță terapeutică, aceasta datorită creșterii gradului de asprime al vremii, unde majoritatea zilelor au caracter stresant, fie cutanat, fie pulmonar. Zona este practicabilă numai în lunile august-septembrie și indicată persoanelor tinere, care pot face față solicitărilor fizice determinate de ascensiunea rapidă și caracterul bioclimatului.

Din punct de vedere al influenței bioclimetei în practicarea turismului montan sub formă de expediții, sporturi de iarnă, plimbări în aer liber, acestea sunt dependente de durata sezonului de vară și de iarnă. În aria Carpaților Meridionali o primă întâietate o are sezonul de iarnă, a cărui durată crește cu altitudinea, la peste 2000 m existând posibilitatea practicării diverselor sporturi de iarnă, peste șapte luni anual (intervalul noiembrie-mai).

Sezonul de vară este scurt cu posibilități reale de practicare a expedițiilor montane, drumețiilor, fără a suporta manifestări climatice cu caracter stresant (intervalul august-septembrie) când în aria Carpaților Meridionali predomină timpul senin și o intensificare a insolației. Lunile mai, iunie, iulie se caracterizează prin creșterea duratei precipitațiilor, precum și a cantităților căzute, care reduc astfel valoarea indicelui climato-turistic la parametrii apropiați de zero. Din acest motiv, aceste luni sunt nefavorabile pentru practicarea activităților turistice.

Pentru viitor, pentru a putea valorifica la maxim potențialul bioclimatic al Carpaților Meridionali, se impune o cunoaștere mai amănunțită a acestor resurse iar în al doilea rând, extinderea rețelei de stațiuni climatice și aceasta numai prin cunoașterea în amănunt a acțiunii bioclimato-terapeutice a fiecărui element climatic. Dacă se urmăresc numai anumite categorii de elemente bioclimatice cu efectele lor, atunci stațiunile ar trebui amplasate în zonele cu maxim de manifestare a acestor elemente. Exemplu: în cazul în care se urmărește combinarea efectelor terapeutice ale radiației solare la care să se adauge efectul temperaturii în limitele confortului termic cu caracter tonic, astfel de stațiuni trebuie amplasate în zonele depresionare cu

caracter de adăpost la baza versanților sudici ai Carpaților Meridionali. Dacă se urmărește valorificarea bioclimatică cu caracter stimulent dat de vânt în asociație cu temperaturi scăzute și umiditate ridicată, astfel de stațiuni ar trebuie să fie amplasate în zonele munților mijlocii, înconjurate de păduri de rășinoase, care ar asigura din plin aceste condiții.

În al treilea rând, pentru turismul montan de destindere reprezentat prin expediții pe trasee montane, excursii la diverse obiective naturale, ar trebui să se extindă rețeaua de cabane și adăposturi temporare, pentru a putea feri turiștii de manifestările elementelor climatice cu caracter nefast și stresant (intensificarea vântului, ploi convective, descărcări electrice, scăderi bruște de temperatură care ar afecta sănătatea turiștilor).

BIBLIOGRAFIE

1. **Ardelean I., Matei B.**, (1972), Elemente de biometeorologie medicală, Editura Medicală, București.
2. **Astapenko P. D.**, (1974), Nekotorie voprosi biometeorologii, Izd. Ghidrometeorologhia, Leningrad.
3. **Basarab M. N.**, (1970), Nevrozele și turismul, Editura Sport-Turism, București.
4. **Bălăceanu V., Cristea H.**, (1974), Munții Făgăraș – ghid turistic, Editura pentru turism, București.
5. **Belozero V.**, (1964), Unele observații cu privire la stratul de zăpadă în condiții de temperatură a solului apropiate de 0° C, În Studia Universitatea “Babeș-Bolyai”, fascicol I, Cluj-Napoca.
6. **Berlescu Elena**, (1982), Dicționar enciclopedic medical de balneoclimatologie, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
7. **Bâzâc Gh.**, (1983), Influența reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României, Editura Academiei R.S.R., București.
8. **Bittmann E.**, (1978), Homeostazia – echilibrul vieții, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
9. **Biustoc O.**, (1962), Cura cu factori naturali în stațiunile balneoclimaterice și la domiciliu, Editura Medicală, București.
10. **Bogdan Octavia, Mihai Elena, Teodoreanu Elena**, (1974), Clima Carpaților și Subcarpaților de Curbură dintre Teleajen și Slănicul Buzău, Institutul de Geografie al R.S.R., București.
11. **Bogdan Octavia, Mihai Elena**, (1971), Influența Carpaților Românești asupra regimului de nebulozitate, A V-cea Conferință de Meteorologie a Carpaților, București.
12. **Bogdan Octavia, Ilescu E.**, (1970), Condițiile climatice din masivele Bihor-Vlădeasa și Gilău-Muntele Mare în sprijinul activităților turistice, Colocviul al II-lea de Geografie a Turismului, București.
13. **Bogdan Octavia, Ilescu E.**, (1973), Scurtă caracteristică climatică a perioadei reci a anului în masivele Bihor-Vlădeasa și Gilău-Muntele Mare, În Buletinul Societății de Științe Geografice, vol. III, București.
14. **Boibokova E. M., Iliceva E. M., Nevraev G. A., Suharev I. N.**, (1972), Metodika izucenia I skema opisania klimata kurortov, Institut Kurortov i Fizioterapii, Moskva.
15. **Bordei I. N.**, (1988), Fenomene meteorologice induse de configurația Carpaților în Câmpia Română, Editura Academiei R.S.R., București.
16. **Brânza V.**, (1974), Asupra ionizării naturale a aerului în zona stațiunii balneoclimaterice Băile Herculane, În revista Hidrotehnica și Gospodărirea Apelor, XIX, nr.6, București.
17. **Butieva I. V.**, (1976), Geografia konfortnih temperatur, Priroda 9 (733), Moskva.
18. **Caloianu N.**, (1968), Regiunea turistică Brașov-Făgăraș-Sibiu, În Analele Universității, revista 312, anul XVII, nr. 1, București.
19. **Ciangă N.**, (1998), Turismul din Carpații Orientali. Studiu de geografie umană, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
20. **Condurățeanu Fesci S., Cusurzuz Beatrice**, (1984), Influența condițiilor climatice asupra organismului, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
21. **Cupcea S., și colab.**, (1968), Ionizarea aerului în câteva stațiuni balneoclimaterice din R.P.R., Comunicare la Academia R.P.R., IX, nr. 3, București.
22. **Dodolski A. S.**, (1960), Unele particularități ale climei versanților montani, În anelele româno-sovietice, seria Geografie-Geologie, anul XIV, nr. 1, București.
23. **Giurcăneanu C.**, (1967), Factorii geografici de atracție turistică în Carpații Românești, În Studia Universitatea “Babeș-Bolyai”, Seria Geologie-Geografie, nr. 2, Cluj-Napoca.
24. **Fărcaș I., Bențe D., Trifa P.**, (1970), Harta climato-turistică a R.P.R., În Studia Universitatea “Babeș-Bolyai”, Seria Geologie-Geografie, nr. 2, Cluj-Napoca.
25. **Fărcaș I.**, (1968), Indicele climato-turistic, În Studia Universitatea “Babeș-Bolyai”, Seria Geologie-Geografie, nr. 1, Cluj-Napoca.
26. **Fărcaș I.**, (1983), Probleme speciale de climatologie a României, Curs litografiat, Facultatea de Biologie, Geografie, Geologie, Cluj-Napoca.
27. **Fărcaș I.**, (1993), Particularitățile microclimatice ale stațiunilor din Parcul Național Retezat, Studii ecologice, Editura West Side, Brașov.
28. **Huroveanu M.**, (1956), Electricitatea atmosferei, Editura Tehnică, București.
29. **Istrate I.**, (1988), Turismul un fenomen în mișcare, Editura Sport-Turism, București.
30. **Licht S.**, (1964), Medical Climatology, Elizabeth Licht Public, New Haven.

31. **Marcu M.**, (1982), Meteorologie și climatologie forestieră, Editura Didactică și Pedagogică, București.
32. **Moraru S., Lascu O.**, (1980), Electricitatea atmosferică și organismul uman, Editura Medicală, București.
33. **Sabău Raluca, Sabău A.**, (1974), Câteva caracteristici climatice ale zonei Muntele Mic-Țarcu, În Culegere de lucrări de meteorologie, București.
34. **Stănescu I., Ballif S.**, (1976), Meteorologie și drumeție, Editura Sport-Turism, București.
35. **Stănescu I.**, (1983), Carpații, factorii modificatori ai climei, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
36. **Stoenescu Șt. M.**, (1951), Clima Bucegilor, Editura Tehnică, București.
37. **Stoicescu C., Munteanu L.**, (1976), Factorii naturali de cură din principalele stațiuni balneoclimaterice din România, Editura Sport-Turism, București.
38. **Stoicescu C., Munteanu L., Ludovic Gr.**, (1986), Ghidul stațiilor balneoclimaterice din România, Editura Sport-Turism, București.
39. **Surd V.**, (1992), Monografia turistică a Carpaților Românești, Editura Casa Română, Oakland.
40. **Teleki N., și colab.**, (1984), Cura balneoclimaterică din România, Editura Sport-Turism, București.
41. **Teodoreanu Elena și colab.**, (1984), Bioclima stațiilor balneoclimaterice din România, Editura Sport-Turism, București.
42. **Teodoreanu Elena, Dacos-Swoboda M., Voiculescu M.**, (1973), Topoclimatologia în sprijinul bioclimatologiei, În Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, seria Geografie, XXV, București.
43. **Teodoreanu Elena, Mihai Elena**, (1971), Expoziția versanților, unul din factorii determinanți ai topoclimatului în peisajul geografic, În Buletinul Societății de Geografie din R.S.R., Seria nouă, vol. I, București.
44. **Topor N.**, (1957), Meteorologie turistică, Editura Consiliului Central al Sindicatelor, București.
45. **Țugui I., Țugui M.**, (1978), Ghidul medical al turistului, Editura Sport-Turism, București.
46. **Țâștea D., Neacșa O.**, (1979), Variația altitudinală a principalelor parametri climatici din zona Bâlea-Capra din Masivul Făgăraș, I.M.H., Studii de Climatologie, vol I., București.
47. **xxx.**, (1966), Atlasul Climatic al R.S.R., Institutul Meteorologic, București
48. **xxx.**, (1985), Atlasul Geografic al R.S.R., Editura Didactică și Pedagogică, București.
49. **xxx.**, (1962-1966), Clima R.P.R., vol. I și II, Institutul de Meteorologie, București.
50. **xxx.**, (1983), Geografia României. Geografie fizică, vol I., Editura Academiei R.S.R., București.
51. **xxx.**, (1987), Geografia României. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei, vol III., Editura Academiei R.S.R., București.



ISBN 973 - 610 - 049 - 9