

ELS FACTORS DEL CLIMA D'ANDORRA
(document creat i pujat a la xarxa el gener del 2013 i actualitzat el 2026)

Joan Estrada
Geògraf i climatòleg

Índex

Introducció: què s'entén per factors del clima

1. La situació i la posició geogràfiques

1.1. El paper de la latitud amb relació a les temperatures i la durada del dia

1.2. El paper de la latitud i la posició geogràfica amb relació a la circulació general atmosfèrica

2. Els factors sinòptics

2.1. La dinàmica del corrent de l'oest de les capes altes

2.2. El front polar i el corrent en jet polar

2.3. Les masses d'aire

2.4. Els centres d'acció

3. Les diferències altitudinals i la topografia

4. Oceanitat i continentalitat

5. Els factors climàtics de sectors molt delimitats en l'espai: un enfocament microclimàtic

Bibliografia

Introducció: què s'entén per factors del clima

Per factors del clima cal entendre el conjunt de condicions que expliquen les particularitats climàtiques de cadascuna de les diferents àrees o regions de la superfície terrestre. A continuació passarem a descriure de forma sintètica quins són els factors climàtics del Pirineu andorrà. Hem d'assenyalar, per endavant, que aquests factors són complexos i actuen d'una

manera simultània. Tanmateix, i a fi de fer la nostra descripció al més entenedora i didàctica possible, els exposarem desglossadament.

1. La situació i la posició geogràfiques

1.1. El paper de la latitud amb relació a les temperatures i la durada del dia

La situació geogràfica fa referència, en primer lloc, a la latitud, el factor més important que condiciona el règim climàtic d'una determinada àrea. Amb la progressió cap a latituds més altes disminueixen la intensitat de la radiació solar i les temperatures i baixa el límit altitudinal a partir del qual ja no hi ha arbres (Raso, 1999).

Però la latitud també té una influència sobre el ritme climàtic diari i estacional. En aquest sentit, mentre que a les proximitats de l'equador el dia i la nit duren aproximadament unes dotze hores tot l'any, en direcció als pols augmenten els contrastos en la duració del dia i la nit, fins al punt que en els 90° de latitud hi ha claror diürna durant sis mesos seguits, per a després instal·lar-se una nit continuada durant l'altra meitat de l'any.

Situada en els 42,5° nord de latitud, Andorra es troba pràcticament a mig camí entre el tròpic de Càncer i el cercle polar àrtic, no gaire més lluny del pol Nord que de l'equador. Aquest fet comporta que al nostre país la duració del dia i de la nit variï d'una manera ostensible al llarg de l'any. Aquesta variació és d'unes sis hores, les que van de les nou hores que dura el dia a la segona quinzena de desembre a les quinze hores de llum diürna de les últimes setmanes de juny. L'oscil·lació anual entre aquestes dues situacions extremes es fa d'una manera gradual i determina la successió de quatre estacions, característica de les latituds mitjanes.

1.2. El paper de la latitud i la posició geogràfica amb relació a la circulació general atmosfèrica

Però la latitud apareix vinculada també amb unes determinades pautes de la circulació general atmosfèrica.

En aquest sentit, Andorra, i el Pirineu en un sentit més ampli, s'inclouen, climàticament parlant, dins del domini dels vents predominants de l'oest de la zona temperada (*westerlies*) de l'hemisferi boreal, però ja en una faixa meridional, molt en contacte amb les altes pressions subtropicals, que, d'una manera intermitent i sobretot durant l'estiu, exerceixen la seva acció damunt l'àmbit pirinenc. A més a més, la posició de la serralada pirinenca a la porció sud-occidental del continent europeu, prop de l'Atlàntic, contribueix també a definir els patrons sinòptics que es donen damunt l'istme ibèric. Aquests patrons són determinats, bàsicament, pel desplaçament estacional en latitud i les successives fases ondulatòries del corrent de l'oest de les capes altes, amb el corrent en jet polar associat i les seves formes d'inestabilitat específica, i, enllaçant amb això, per l'alternança de masses d'aire de diferent signe, el front polar i els

centres d'acció de l'Atlàntic en superfície, que es mouen cap al nord a l'estiu i cap al sud a l'hivern, amb els seus avanços esporàdics (López Gómez, 1986).

Juntament amb tot això, cal tenir en compte un factor addicional com és la presència de la mar Mediterrània a llevant de l'espai peninsular ibèric. Aquest mar es troba a l'origen d'una sèrie d'estats higromètrics i sinòptics molt particulars que amb certa freqüència, i sovint en el tram més oriental de les terres pirinenques, condicionen les característiques del temps al Pirineu.

2. Els factors sinòptics

2.1. La dinàmica del corrent de l'oest de les capes altes

El corrent superior de l'oest de les latituds mitjanes té un paper molt important sobre la dinàmica del temps al Pirineu, ja que exerceix una acció rectora sobre la trajectòria i la intensitat de les perturbacions de superfície. La dinàmica d'aquest corrent es caracteritza per una evolució que es repeteix cíclicament, en la qual el flux varia simultàniament d'intensitat en funció de l'amplitud de les ondulacions que descriu (Raso, 1999). Dins d'un cicle qualsevol, els models de circulació fluctuen entre dues situacions extremes pel que fa a la força del corrent o flux.

Quan el corrent superior de l'oest s'estén aproximadament en el sentit dels paral·lels i és molt ràpid (alt índex de circulació zonal), el Pirineu és afectat per fortes adveccions d'aire atlàntic que, després d'un recorregut llarg per l'oceà, suavitzen els valors tèrmics (Raso, 1991). Aquesta situació, però, només es dona en aquells casos en què el flux de l'oest passa per latituds properes o coincidents amb el Pirineu. Quan el corrent es contreu i ocupa latituds superiors, les valls pirinenques són abraçades per les altes pressions subtropicals, que produeixen un temps estable i temperatures força càlides segons l'època de l'any.

La circulació zonal no dura permanentment, i el corrent de l'oest acaba per ondular-se i perdre intensitat. A mesura que el corrent descriu ondulacions cada cop més marcades, té lloc una migració, cap al nord, d'àrees anticiclòniques càlides i, cap al sud, d'àrees ciclòniques fredes. Tard o d'hora acaba per assolir-se un règim que hom anomena de circulació meridiana o d'índex baix de circulació (línies del flux disposades aproximadament en sentit meridià). Quan això succeeix, el corrent de l'oest dibuixa meandres de gran amplitud, i és aleshores quan es donen sobre Andorra els tipus de temps més característics, amb la successió o alternança, més o menys ràpida, de les fases ciclònica i anticiclònica pròpies d'aquestes ondulacions, o bé l'establiment per a un període d'una o dues setmanes d'una situació de bloqueig (Raso, 1991).

Les situacions d'índex baix de circulació o de bloqueig de la circulació zonal clouen amb una recomposició sobtada del flux de ponent, el restabliment d'un índex de circulació alt i l'inici d'un nou cicle. D'aquesta manera, un cicle deixa pas a un altre, i encara que la durada dels cicles no és homogènia, per regla general no s'allarguen més de dues o tres setmanes i el seu nombre anual supera escassament la vintena (Raso, 1999).

El predomini relatiu dels dos règims o índexs de circulació suara esmentats, juntament amb la pulsació estacional que experimenten els sistemes de la circulació temperada i subtropical, cap

al nord a l'estiu i cap al sud a l'hivern, defineixen les característiques climàtiques de cadascun dels mesos i de les estacions (Raso, 1999).

La fase ciclònica de les ondulacions dels corrents de ponent de les latituds mitjanes de l'hemisferi boreal correspon a la part davantera o dreta de les valls definides per aquestes ondulacions, i comporta sobre Andorra temps inestables i sovint plujosos. En canvi, la curvatura de la part posterior o esquerra de les valls o tàlvegs és anticiclònica, i el seu pas ve anunciat generalment a les terres andorranes per una estabilització del temps i un asserenament del cel (Raso, 1999).

2.2. El front polar i el corrent en jet polar

La latitud i la posició que ocupa el Pirineu corresponen a un àmbit geogràfic, la porció sud-occidental d'Europa, visitat per dos tipus de masses d'aire molt diferents: les masses d'aire polars i les masses d'aire tropicals. Les primeres neixen a les latituds mitjanes-altes, i les tropicals a les latituds mitjanes-baixes, de manera que la frontera que les separa s'estableix, per terme mitjà, en els 55° de latitud aproximadament (Martín-Vide i Olcina, 2001). Una frontera que rep el nom de front polar, les ondulacions del qual donen lloc a les típiques borrasques ondulatòries o frontals de les latituds mitjanes i altes, amb els seus fronts càlid i fred característics (Martín-Vide i Olcina, 2001). El front polar experimenta una pulsació estacional, de manera que a l'estiu, i sobretot al juliol, desplaçat molt al nord, poques vegades arriba a afectar directament Andorra. La resta de l'any, els sistemes frontals, provinents majorment de l'Atlàntic, acostumen a escombrar amb freqüència el nostre territori.

Un element que intervé decisivament en la circulació general atmosfèrica són els corrents en jet. Hom ha definit un corrent en jet (*jet-stream*) com un flux violent en forma de tub que, a manera de cintes, circumda el globus terraquí, situat en les proximitats de la tropopausa (al voltant dels 10.000 metres d'altitud per terme mitjà), en el nucli del qual el vent pot assolir els 400 km/h. La seva llargada és d'alguns milers de quilòmetres, la seva amplada d'alguns centenars de quilòmetres i la seva espessor d'alguns quilòmetres. Existeixen dos corrents en jet en cada hemisferi, tot i que l'únic que pràcticament té una incidència en la dinàmica del temps meteorològic al Pirineu és el més proper al pol, anomenat corrent en jet polar.

La velocitat màxima mitjana del corrent en jet polar per sobre de l'Atlàntic se situa al voltant dels 160 km/h al gener, precisament quan els gradients de pressió són més forts, i dels 80 km/h al juliol, en coincidència amb un debilitament del camp baromètric provocat per l'assentament cap al nord de les altes pressions subtropicals. El jet polar acompanya, per tant, el moviment aparent del sol, de manera que remunta de latitud a l'estiu i hi descendeix a l'hivern.

El jet polar guia el desplaçament de les depressions ciclòniques associades al front polar que circulen en superfície. Exerceix, per tant, una acció rectora sobre el front polar. Per terme mitjà, el jet polar bufa d'oest a est, encara que, de fet, pot prendre qualsevol direcció. Quan, fruit d'una ondulació del corrent de l'oest, adopta una direcció meridiana, transporta, en altitud, aire fred cap a latituds més baixes, a través de la branca de l'ondulació que va cap al sud (a l'hemisferi nord), i aire càlid cap a latituds més altes, vehiculat a través de la branca que va cap al nord.

L'aire fred en altura esdevé moltes vegades un element inestabilitzador del temps al Pirineu i, per tant, a Andorra.

2.3. Les masses d'aire

Les masses d'aire que afecten el Pirineu són les següents: polar marítima, polar marítima de retorn, polar continental, tropical marítima, tropical continental, àrtica marítima, àrtica continental i una presumible massa d'aire mediterrània.

La massa polar marítima prové de l'Atlàntic septentrional. És una massa d'aire fresca o freda i amb una humitat relativa elevada. Comporta moltes vegades fluxos o adveccions del nord-oest amb l'arribada a la nostra àrea de sistemes frontals de caràcter fred.

La massa d'aire polar marítima de retorn és la mateixa massa polar marítima que ha efectuat un recorregut més o menys llarg per l'Atlàntic subtropical, fins i tot per aigües tropicals, cosa que li ha permès de reescalfar-se per la base i guanyar capacitat higromètrica. Sovint té una forta capacitat d'inestabilització de l'atmosfera al Pirineu andorrà, ja que pot arribar a fer incidir sobre el vessant meridional de la serralada pirinenca sistemes frontals actius de component sud, amb els efectes consegüents de retenció orogràfica i d'agreujament termodinàmic que això representa per als corrents pertorbats.

La massa polar continental neix a l'interior del continent europeu i, a vegades, eurasiàtic, en els mesos freds de l'any. Per tant, es tracta d'una massa freda i seca.

La massa tropical marítima és la que amb més freqüència visita la península Ibèrica. S'origina a l'Atlàntic subtropical o tropical, la regió on s'ubica l'anticicló de les Açores, i a la part del Pirineu on es troba Andorra acostuma a anar associada a temps estable i generalment assolellat o amb pocs núvols, amb unes temperatures suaus a l'hivern i bastant càlides a l'estiu.

La massa tropical continental és una massa d'aire que es forma al nord d'Àfrica al desert del Sàhara. Per tant, és una massa d'aire molt càlida i seca, que transporta pols en suspensió i produeix un ambient calitjós.

La massa àrtica marítima que afecta el Pirineu es forma a la conca àrtica, concretament a l'àrea compresa entre Groenlàndia i l'arxipèlag de Spitsbergen, coberta de gel gran part de l'any (Capel Molina, 1981). Presenta, per tant, una temperatura baixa. La seva incidència sobre el nostre país queda pràcticament circumscrita als mesos freds.

La massa àrtica continental, originada a la part nord de Rússia a l'hivern, encara que ocasionalment també pot provenir del nord-oest de Sibèria, és molt freda i seca. Arriba a la península Ibèrica acompanyant les adveccions gèlides del nord-est.

Cal esmentar una possible massa d'aire mediterrània, resultat de l'estancament perllongat de l'aire sobre la conca del Mare Nostrum, on restaria confinada per la forma tancada d'aquest mar i pel fet de trobar-se rodejada de muntanyes (Martín-Vide i Olcina, 2001). Típica sobretot de l'estiu, tindria unes característiques de temperatura i d'humitat elevades, restringides, però, a les ribes del mar suara esmentat i, pel que fa a l'àmbit geogràfic pirinenc, als sectors centrals

però sobretot orientals de la serralada, on podria esdevenir un factor d'inestabilització del temps, especialment amb la presència d'incursions d'aire fred en altura o un escalfament superficial intens acompanyant la humitat marítima (Raso, 1999).

2.4. Els centres d'acció

Hom pot definir un centre d'acció com un anticicló o una depressió que apareix amb bastant de freqüència sobre una regió determinada i que governa el comportament atmosfèric d'una àrea relativament extensa (Martín-Vide, 1991).

El centre d'acció que d'una manera més habitual condiciona la dinàmica atmosfèrica al Pirineu andorrà és l'anticicló de les Açores. Constitueix un dels grans anticiclons que formen el cinturó subtropical o tropical d'altres pressions de l'hemisferi nord. Ocupa una posició quasi permanent una mica al sud de l'arxipèlag de les Açores, de manera que, moltes vegades, representa un obstacle insalvable per a l'arribada de les pertorbacions atlàntiques, les quals es veuen obligades a desviar-se cap a latituds més altes. Aquest efecte de bloqueig s'accentua fins i tot quan el màxim baromètric de les Açores projecta una dorsal cap a la península Ibèrica, de manera que aquest territori resta encara més protegit de les depressions atlàntiques (Martín-Vide i Olcina, 2001). A l'hivern s'estableix de vegades un pont anticiclònic entre l'alta de les Açores i l'anticicló tèrmic de l'Europa central (Martín-Vide i Olcina, 2001).

La freqüència, elevada, de dies en què predomina damunt Andorra la situació sinòptica d'anticicló centrat (condicions anticiclòniques tant en superfície com en altura) o, en tot cas, una situació d'advecció de l'oest anticiclònica (altres pressions en superfície i circulació de l'oest en altura) reflecteix en gran manera aquesta importància del màxim baromètric de les Açores en la dinàmica atmosfèrica del nostre país. I ho palesa igualment el fet que més de la meitat dels dies de l'any hi siguin secs, és a dir, sense precipitació, almenys a la major part del territori.

Un altre centre d'acció important, també de tipus quasi fix, però de signe completament diferent a l'alta de les Açores, és la baixa d'Islàndia. El mínim baromètric d'Islàndia constitueix un centre d'acció de caràcter bàsicament dinàmic, que condueix fins a nosaltres els corrents d'inestabilitat atlàntics, amb efectes importants sobre el nostre clima tenint en compte que es tracta d'un sistema depressionari profund (Martín-Vide i Olcina, 2001).

Altres cèl·lules bàriques que defineixen tipus de temps significatius a Andorra són la depressió del golf de Gènova o Ligúria, la depressió del golf de Cadis, la baixa d'Algèria, la baixa tèrmica africana i l'anticicló de l'Europa central.

La depressió del golf de Gènova constitueix un desenvolupament ciclogènic de la Mediterrània occidental a sotavent dels Alps, que té lloc principalment a l'època hivernal. Al Pirineu andorrà es tradueix en vents forts de component nord (del nord i del nord-est sobretot), acompanyats de temperatures baixes.

La depressió del golf de Cadis és d'origen dinàmic. Reflecteix precisament un embossament d'aire fred en els nivells alts de la troposfera sobre l'àrea compresa entre l'estret de Gibraltar,

la costa africana, les illes Canàries i el sud de les Açores, fet que té lloc particularment a la meitat freda de l'any (Martín-Vide, 1991; Martín-Vide i Olcina, 2001). Els vents del sud-oest i, en general, de component sud que impulsa poden atènyer el Pirineu i deixar quantitats importants de precipitació damunt la façana meridional de la serralada, ben exposada.

La baixa d'Algèria és un altre desenvolupament ciclogènètic de la Mediterrània occidental, a sotavent de la serralada de l'Atles, que té lloc a la tardor, l'hivern i la primavera. Provoca una forta inestabilitat sobre la façana est i el sud-est de la península Ibèrica en combinar aire fred en altura amb una capa inferior d'aire càlid i humit mediterrani (Martín-Vide i Olcina, 2001). Pel que fa al Pirineu andorrà, els efectes d'aquesta baixa resten molt més atenuats.

La baixa africana té una influència en l'època càlida. Obeeix a un reescalfament molt intens del substrat desèrtic del Sàhara. Amb freqüència es perllonga cap a la península Ibèrica en forma d'una baixa tèrmica més petita que afecta les terres reescalfades de l'interior peninsular.

Per acabar, l'anticicló de l'Europa central és també de caràcter tèrmic, però hivernal. Resulta del refredament intens de les àrees centrals i orientals del continent europeu. Sovint estén el seu radi d'acció cap a la península Ibèrica i es deixa sentir també a Andorra, on reforça el descens de la temperatura i les glaçades en un país d'alta muntanya fred per si mateix.

3. Les diferències altitudinals i la topografia

La descripció climàtica en un país amb una orografia tan compartimentada i accidentada com Andorra requereix considerar, també, tots aquells factors vinculats amb el relleu i les diferències acusades d'altitud. D'una manera esquemàtica, aquests factors els podem sintetitzar de la forma següent:

- La pressió atmosfèrica disminueix amb l'altitud. Aquesta disminució és un dels aspectes més ben documentats i coneguts dels efectes de l'altitud sobre les condicions meteorològiques. Si al nivell del mar la pressió atmosfèrica normal és de 1.013,2 hectopascals, a 1.000 m d'altitud aquesta pressió estàndard ja s'ha reduït un 11,3%; a 2.000 m ha disminuït, també respecte al nivell marí, un 21,5%, i a 3.000 m, gairebé l'altitud a què arriben els cims andorrans més importants, un 30,8%.

El descens de la pressió atmosfèrica amb l'altitud té una conseqüència cabdal amb relació als processos d'expansió adiabàtica de l'aire que se'n deriven com és la disminució de la temperatura a mesura que ascendim en la troposfera (capa atmosfèrica que, a les latituds mitjanes, s'estén fins als 11 o 13 km d'altitud). En efecte, l'aire, en trobar-se cada cop sotmès a menys pressió s'expandeix, per mitjà de la realització d'un treball que utilitza energia amb la reducció consegüent de la temperatura de la massa gasosa.

- La pressió parcial exercida pel vapor d'aigua disminueix amb l'altitud. L'energia infraroja emesa per la superfície del terreny i la que circula en sentit contrari disminueixen també amb l'altitud. L'emissió de radiació d'ona llarga per part del sol és més baixa a l'alta muntanya per raó d'unes temperatures més reduïdes del substrat, i, per altra banda, l'afebliment del contingut

de vapor d'aigua atmosfèric redueix la capacitat d'absorció d'aquesta radiació d'ona llarga per part de l'atmosfera.

- La temperatura disminueix amb l'altitud. Si prenem com a taxa de descens vertical de la temperatura el gradient tèrmic normal de la troposfera, que és de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ per cada 100 m de distància vertical, i fixem com a referència de partida l'altitud de l'estació meteorològica andorrana d'Escaldes-central hidroelèctrica (1.135 m), amb la seva mitjana anual de la temperatura ($9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el trentenni 1978-2007), arribarem a la conclusió que en els sectors del Principat situats per damunt dels 2.600 m d'altitud la temperatura mitjana és inferior als $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Es donen unes diferències altitudinals de prop de 2.110 m entre el punt més baix del país (punt on el riu Valira acaba el seu recorregut per territori andorrà) i el punt més alt (pic de Comapedrosa), que s'han de traduir forçosament en uns contrastos de la temperatura molt acusats entre unes cotes i les altres. El factor altitudinal determina, doncs, a través de les diferències tèrmiques, l'existència d'un mosaic molt variat de microclimes.

Una conseqüència important del descens de la temperatura amb l'altitud és que la proporció de precipitació en forma sòlida guanya progressivament terreny respecte de la precipitació líquida a mesura que guanyem altura, fins a l'assoliment d'un determinat nivell en què la neu esdevé un element o factor molt important. La presència, durant bona part de l'any, d'un mantell nival mantingut pel fred i per les precipitacions sòlides té unes repercussions destacades sobre el paisatge de l'alta muntanya i sobre els processos biofísics que s'hi donen.

- Tanmateix, a vegades els gradients verticals de la temperatura s'inverteixen, de manera que en una determinada capa atmosfèrica la temperatura experimenta un cert increment amb l'altitud. Són les anomenades inversions tèrmiques. Aquestes inversions de la temperatura són conseqüència bé d'un refredament intens del sòl per pèrdua de calor per radiació nocturna, especialment a l'hivern en condicions de cel serè i manca de vent, bé d'un moviment de subsidència de masses d'aire en el si d'un anticicló o bé són el resultat d'una advecció d'aire càlid per damunt d'una massa d'aire fred (Raso, 1999). A les terres andorranes, les inversions tèrmiques no passen tampoc inadvertides. La comparació dels valors de la temperatura entre les estacions meteorològiques d'Escaldes-central hidroelèctrica i Engolasters, la primera emplaçada en un fons de vall i Engolasters en un replà de vessant intermedi i a poca distància, permet de constatar aquest fenomen.

- La baixa densitat de l'aire i, sobretot, la seva transparència fan que a l'alta muntanya la radiació solar sigui molt intensa i directa, de manera que, en dies estivals de cel serè i atmosfera en calma, aquesta transparència i aquesta baixa densitat ocasionen, en hores diürnes, i particularment en els amplis sectors de rocam, més conductors de la calor, un escalfament notable del substrat i de la capa d'aire que s'hi troba en contacte, mentre que durant la nit, en canvi, les temperatures poden davallar molts graus. L'escassa quantitat de vapor d'aigua i d'altres gasos que podrien actuar d'hivernacle fa que, a l'alta muntanya, no es disposi d'un matalàs tèrmic que permeti de frenar la caiguda de les temperatures.

- Existència de contrastos d'exposició dels vessants pel que fa a les quantitats possibles de sol i ombra. Els vessants solells es beneficien d'una intensitat més forta de la radiació solar que els vessants obacs. La diferència entre els solells i els obacs pel que fa a la captació d'energia del

sol resulta especialment marcada en aquelles valls que es disposen d'oest a est, però aquestes situacions tenen a Andorra relativament poca importància, per l'orientació dominant nord-sud de les valls del Valira.

Els contrastos entre vessants de sol i vessants d'ombra tenen múltiples implicacions: ecològiques, ambientals i humanes. Per exemple, quan l'ocupació ecològica no prioritza estrictament vessants de sol o vessants d'ombra, la intensitat més alta de la radiació solar a les solanes determina que una espècie vegetal pugui generalment progressar-hi a més altitud que a les obagues. Les diferències pel que fa a la insolació rebuda influeixen també d'una manera directa en les taxes de l'evapotranspiració, i això comporta diferències importants en el paisatge, molt particularment en la vegetació, segons quina sigui l'orientació del vessant. Per exemple, en el cas d'Andorra, presència d'una vegetació predominantment mediterrània a les solanes (fins als 1.300 m d'altitud), que contrasta amb la vegetació medioeuropea de les obagues. La localització del poblament humà ha reflectit tradicionalment les condicions més favorables dels solells per rebre l'escalfor en un país muntanyenc i fred com Andorra, enfront d'unes obagues fredes i generalment desavinents, en tot cas valorades com a zones de recursos complementaris.

- Les grans serralades realitzen un doble joc d'efectes dissemblants pel que fa a la força del vent. D'una banda, actuen d'elements compressors dels corrents d'aire que intenten travessar-les, de manera que provoquen l'acceleració corresponent. De l'altra, i com a compensació, provoquen un alentiment del desplaçament de l'aire a causa de la fricció amb la superfície de la muntanya. Aquesta irregularitat de la superfície muntanyenca ocasiona també moviments de turbulència (Raso, 1999).

- Desencadenament de fenòmens de tipus *föhn*. Aquests fenòmens es produeixen quan, després que l'aire que ha ascendit pel vessant de sobrevent d'una muntanya s'ha alliberat adiabàticament del seu contingut en vapor d'aigua i ha donat lloc a núvols i precipitacions, s'escalfa per compressió adiabàtica en el seu descens per sotavent, de manera que guanya temperatura i evapora bona part de la humitat. D'aquesta manera, aquest aire arriba a la base del vessant de sotavent de la muntanya amb una temperatura superior a la que tenia quan havia iniciat el seu ascens per sobrevent i amb una humitat relativa molt baixa. Amb determinades situacions sinòptiques de component nord, Andorra també pot veure's més o menys afectada per fenòmens de tipus *föhn*. De fet, les situacions del nord comporten, a les valls del Valira, unes temperatures més altes que les assolides a la mateixa altitud en el vessant septentrional pirinenc (Raso, 1999). També, moltes vegades, un afebliment acusat del contingut relatiu del vapor d'aigua atmosfèric.

- La barrera pirinenca suposa igualment, per a les valls del Valira, una certa protecció enfront de les invasions d'aire fred de component septentrional, encara que no es produeixin els fenòmens de tipus *föhn* suara esmentats, ja que refrena la intensitats dels corrents i els desvia cap a l'extrem oriental de la serralada, on poden assolir grans velocitats (tramuntana del Rosselló i de l'Empordà) (Raso, 1999).

- Presència de brises de vall i de muntanya. Les anomenades brises de vall i de muntanya constitueixen unes brises característiques de les àrees amb una orografia fortament irregular

que es produeixen en condicions de nuvolositat escassa o nul·la i de manca de vents regionals, especialment a l'època càlida. Responen a un gradient local de pressió ocasionat per l'escalfament i el refredament desiguals dels fons de vall i els vessants.

Per entendre el règim de brises a la muntanya pirinenca andorrana i catalana en general, imaginem un dia qualsevol d'estiu. El dia s'ha iniciat amb vent en calma, i a partir de mig matí, l'escalfament més acusat dels vessants respecte dels fons de vall provoca l'aparició d'un flux d'aire molt lleuger que es mou vessant amunt. Amb el pas de les hores, la brisa ascendent o de vall guanya més empenta a causa de la insolació més forta i de les temperatures més altes, fins que a primera hora de la tarda el vent adquireix la màxima intensitat (Sacasas, 1999). A mitja tarda, la força del vent va davallant, i ja abans de la posta del sol, es produeix la calma de l'aire. El refredament dels vessants un cop el sol s'ha post determina sovint, després d'una breu calma, una inversió de la direcció del vent, provinent, ara, dels sectors muntanyencs propers i que descendeix cap al fons de la vall (Sacasas, 1999). És la brisa descendent o de muntanya.

Tot aquest procés resulta més efectiu com més assolellat es presenta el dia. En jornades amb una tendència convectiva o tempestuosa, l'aparició de nuvolades importants pot provocar que la brisa perdi intensitat abans d'hora i que amb la descàrrega de la tempesta acabi desapareixent (Sacasas, 1999).

- El règim de brises diürnes ascendents es fa especialment palès en els vessants exposats a migjorn, en els quals, l'intens escalfament del substrat i de l'aire situat al seu damunt provoquen un descens local de la pressió atmosfèrica i la formació de corrents convectius ascendents que indiquen precisament que l'aire hi esdevé més lleuger. Tot això provoca una aspiració d'aire del fons de vall, menys càlid, fins i tot l'aspiració de l'aire de les obagues, cosa que alimenta la brisa ascendent del solell.

Pel que fa al Principat d'Andorra, podem citar dos exemples d'aquest fenomen: 1) la formació de nuvolades que indiquen precisament que hi ha moviments ascendents de l'aire acostuma a ser molt més ràpida en el solà de la serra d'Enclar, damunt d'Andorra la Vella i Santa Coloma, que a l'obaga de la capital del Principat; 2) des del camí de la vall del Madriu entre el pont Sassanat (1.300 m d'altitud) i Entremesaigües (1.460 m), moltes jornades d'estiu s'observa, cap a finals del matí o al migdia, el creixement de cúmulus importants sobre la vall d'Arinsal, orientada també cap al sud, mentre que al Madriu, obac i més fresc, el cel encara roman a les mateixes hores força serè o amb pocs núvols.

Sovint els ascensos sobre les solanes resulten prou vigorosos per acabar formant-se una línia de núvols cumuliformes al llarg de la divisòria d'aigües de les muntanyes dominades per aquests fluxos ascendents (Thillet, 1997).

- Les unitats orogràfiques tenen un paper de factor agreujant de la inestabilitat enfront de les masses d'aire humides, especialment quan predominen situacions depressionàries. Tal com hem esmentat, l'aire humit que s'eleva en incidir sobre un relleu es refreda adiabàticament per ascens i assoleix més fàcilment el punt de condensació, o temperatura crítica per dessota la qual es formen núvols i precipitacions.

- L'enèrgic relleu pirinenc que s'aixeca al nord i a l'oest d'Andorra és el responsable que, amb circulacions de component nord, les valls del Valira rebin, per regla general, unes quantitats de precipitació netament inferiors a les dels sectors del vessant atlàntic. Tanmateix, si examinem amb una mica de detall com incideixen de manera específica aquestes adveccions de component nord, i més particularment les del nord-oest i del nord, dins d'Andorra (és a dir, a escala d'Andorra), caldrà fer forçosament algunes precisions i alguns matisos interessants.

Per exemple, quan els vents en altura no són excessivament forts i no tenen correspondència amb la trajectòria del flux en superfície, les precipitacions associades a la circulació del nord-oest o del nord, en el cas que es produeixin, no solen estendre's a la conca del Valira més enllà d'alguns centenars de metres comptats des de la línia de partició de les aigües entre el vessant atlàntic i el vessant mediterrani. El flux septentrional, en descendir per les valls del Valira en direcció cap al sud i/o en veure's obligat a travessar relleus de l'interior d'Andorra arriba, per regla general, a la vall central del país (cubeta d'Escaldes i Andorra la Vella) i a la parròquia de Sant Julià de Lòria, la més baixa i més meridional del Principat, molt debilitat i amb una capacitat escassa per produir-hi pluges o nevades significatives.

El sector, també andorrà, del Pas de la Casa constitueix un cas a part. Aquí, igual com succeeix majoritàriament a la resta del vessant atlàntic pirenaic, l'orientació favorable a les masses humides septentrionals crea un efecte de retenció orogràfica que contrasta amb l'ambient més assolellat del vessant mediterrani.

Per contra, i tornant a referir-nos a les valls del Valira, quan la trajectòria dels vents mostra una coincidència en superfície i en altura i existeix, principalment a les capes altes i mitjanes troposfèriques, un fort gradient bàric vinculat molt freqüentment al pas del jet polar sobre els Pirineus, les precipitacions associades al flux de component nord s'estenen i resulten significatives per tot Andorra (Trapero i Esteban, 2011). A l'hivern, la nevada pot ser general a totes les cotes del país. La "foenització" de les adveccions de component nord caldrà cercar-la en aquests casos més al sud fora ja d'Andorra.

- L'efecte d'ombra pluviomètrica. L'ombra pluviomètrica es defineix com un sector a sotavent d'un sistema muntanyós que rep unes quantitats de precipitació netament inferiors a les dels sectors pròxims oberts a les masses d'aire marítim. Les valls del Valira, per la seva localització en el tram central-oriental del vessant sud pirenaic, així, doncs, relativament a l'abric tant de les masses d'aire humides atlàntiques com de les mediterrànies, presenten també essencialment, en certa manera, unes característiques d'ombra pluviomètrica. En tot cas, si volguéssim atribuir una ombra pluviomètrica a les valls del Valira, ho hauríem de fer com a integrada dins d'una ombra pluviomètrica més extensa que englobaria també la fossa de la Cerdanya-Urgellet.

- Increment de la precipitació amb l'altitud, el qual, però, no clou en els nivells més elevats de la muntanya, sinó que generalment queda truncat per dessota de les cotes màximes. Hi ha, en conseqüència, un nivell altitudinal de precipitació màxima, conegut, tècnicament, com a òptim pluviomètric altitudinal, per damunt del qual la precipitació disminueix, ja sigui per una rarefacció de l'aire pel que fa al vapor d'aigua, ja perquè l'aire hi resulta massa fred per retenir i cedir prou humitat (Strahler, 1984) o per les dues causes conjuntament, la rarefacció del vapor d'aigua i la poca capacitat higromètrica de l'aire fred.

La determinació de l'òptim pluviomètric altitudinal en una determinada regió o contrada és un tema complex i de dilucidació difícil, ja que, sovint, no es disposa d'una xarxa mesoescalar de pluviòmetres de muntanya, o bé les sèries de dades resulten incompletes (per les dificultats inherents a la mateixa presa de mesures a l'alta muntanya) o no tenen prou amplitud temporal. En el cas de les valls andorranes del Valira, per exemple, els valors disponibles actualment no permeten d'avançar una conclusió ferma amb relació a aquesta qüestió.

Tanmateix, una cosa sí que sembla evident: a causa de l'allunyament relatiu d'Andorra respecte de la influència de les masses d'aire marítimes, l'òptim pluviomètric altitudinal hauria de situar-se, al Principat, en cas d'existir, a una altitud molt més elevada que el d'altres muntanyes de la península Ibèrica més properes al litoral.

4. Oceanitat i continentalitat

És prou conegut que els oceans exerceixen un efecte termoregulator sobre les temperatures (oceanitat) que no es produeix a les regions interiors dels continents (continentalitat).

A vegades, els efectes de la continentalitat derivada de l'allunyament respecte de les superfícies marines poden ser donats per la presència de relleus importants que s'interposen a les masses d'aire humides que es gesten damunt dels oceans. Això és el que succeeix, amb un cert grau, a Andorra. La localització d'aquest territori en el tram central-oriental del vessant sud pirinenc i el fet de trobar-se pràcticament encerclat per relleus importants suposen una certa restricció a l'arribada de la influència de les masses d'aire humides de l'Atlàntic i de la Mediterrània.

En canvi, com a efecte compensatori, l'aïllament respecte de la influència marina queda equilibrat per la posició d'Andorra a la façana occidental del gran continent eurasiàtic. Aquest fet deixa el país obert a la circulació de l'oest i als vents temperats atlàntics, i actua d'element moderador d'una continentalitat que seria molt més marcada si el nostre territori se situés a la part oriental d'Euràsia (Raso, 1999).

5. Els factors climàtics de sectors molt delimitats en l'espai: un enfocament microclimàtic

Juntament amb els factors macroclimàtics o a gran escala (latitud, posició geogràfica) i els factors topogràfics (contrastos altitudinals, relleu), podem considerar un altre grup de factors que tenen una incidència sobre les condicions higròtermiques del sòl a nivell molt local i sobre la capa d'aire immediatament en contacte amb la superfície del terreny. Aquests factors climàtics que corresponen a indrets molt localitzats en l'espai reben el nom de factors microclimàtics.

Els microclimes que se'n deriven són el resultat, lògicament, de la convergència del macroclima, del mesoclima i del topoclima i de les condicions climàtiques a una escala espacial molt restringida. Cal assenyalar, com a exemples de microclima en un territori pirinenc com Andorra, el microclima d'un bosc, el d'un prat, el d'una tartera, el d'un estany, el de la riba d'un riu o el d'una congesta. Com es pot veure, es tracta de característiques climàtiques molt vinculades a la naturalesa de la coberta local del terreny.

Amb relació als climes microescalars que podem identificar al Principat, podem assenyalar, en forma de síntesi, algunes coses interessants:

Pel que fa a les superfícies boscoses, l'estructura vertical del bosc determina en gran manera el microclima forestal. Bàsicament, la incidència d'un bosc en el clima pot explicar-se en funció de la seva geometria, de les seves característiques morfològiques, la mida, el grau de cobertura i l'estratificació (Barry i Chorley, 1985). La mida dels arbres, però també el grau d'uniformitat de les alçades d'aquests arbres, tenen lògicament una importància molt gran. L'amplitud de les capçades té igualment un paper destacat en el sentit de representar una obstrucció als intercanvis d'energia i de radiació (Barry i Chorley, 1985).

L'albedo d'un bosc de coníferes com els que tenim, per exemple, a Andorra, se situa entre el 8 i el 14% del total de la radiació solar incident. Per a les masses forestals caducifòlies, l'albedo oscil·la entre un 12 i un 18% (Barry i Chorley, 1985).

Pel que fa a la penetració de la llum, en un bosc de bedolls o beços penetra entre un 50 i un 75% de la llum exterior, en un bosc de pins entre un 20 i un 40% i en una avetosa entre un 10 i un 20%. Aquest fet té uns efectes importants que consisteixen a reduir la durada del dia. En els boscos caducifolis, més del 70% de la llum penetra a l'època en què els arbres no tenen fulles (Barry i Chorley, 1985).

Un altre efecte important dels boscos en el clima és la intercepció dels corrents d'aire i la reducció de la velocitat del vent, més efectiva com més atapeïda resulta la massa d'arbres.

Amb relació a la humitat ambiental registrada als boscos, cal ressenyar tres aspectes fonamentals:

- Uns nivells de l'evapotranspiració potencial més reduïts en un bosc, pel fet que a l'interior del bosc la durada i la quantitat de la insolació són més reduïdes, la velocitat del vent hi resulta més baixa i les temperatures màximes no hi són tan altes.
- Una humitat relativa de l'aire generalment més alta que a les àrees obertes, la qual s'incrementa amb la densitat de la vegetació i l'ombra.
- La capçada dels arbres intercepta una certa quantitat del total de la precipitació. La mitjana d'intercepció de la precipitació per part dels pins en països temperats és del 30%.

Amb relació a l'ambient tèrmic, els boscos efectuen una regulació local de les temperatures. L'entrada més limitada de radiació solar, la reducció de la força del vent, l'elevada humitat ambiental a l'interior del bosc, el refredament important durant les hores diürnes per evapotranspiració i les restriccions al moviment vertical de l'aire determinen que a les masses boscoses s'atenuïn els extrems diaris de la temperatura.

Pel que fa als indrets rocosos, podem esmentar també algunes coses amb relació a la seva influència sobre el clima local:

- Als sectors rocosos dels solells poden donar-se fortes oscil·lacions de la temperatura entre el dia i la nit, a causa d'una coberta vegetal migrada i poc densa, que hi facilita una forta incidència

de la radiació solar durant el dia i un refredament acusat durant la nit per pèrdua de calor del rocam.

- L'escalfament de l'aire en contacte directe amb el substrat és més acusat en els sectors constituïts per roques fosques, com les àrees pissarrenques o esquistoses, que no pas sobre les roques de tons clars, com les granodiorites de la porció sud-oriental d'Andorra, a causa de la capacitat més gran d'absorció de la radiació solar en els materials foscos.

La duració i l'alçada de la coberta de la neu condicionen també el clima d'un determinat indret. Podem parlar d'un doble efecte contraposat de la coberta nival. D'una banda, les dificultats de la capa nevosa per absorbir i retenir calor, derivades de: a) la gran reflectivitat de la neu, en especial de la neu recent (80-90% d'albedo); b) el fet que la neu, en comportar-se com un "cos negre", irradiï fort vers l'espai, sobretot quan l'aire és molt sec (Thillet, 1997); c) el refredament addicional per evaporació de la superfície de la neu en contacte amb l'aire sec (Thillet, 1997). Però com a compensació a tot això, la presència d'una capa de neu important atenua els contrastos de temperatura i aporta a certs vegetals, com per exemple el neret o abarset (*Rhododendron ferrugineum*), una protecció contra les glaçades intenses.

Tota aquesta formulació per a l'examen dels microclimes del nostre país podria incloure, també, com a informació complementària, el clima parcialment modificat, per causa antropogènica, de l'aglomeració urbana central del Principat (aglomeració d'Escaldes-Andorra la Vella), fet que ens permetria de distingir una àrea del país més o menys extensa amb unes característiques microclimàtiques relativament condicionades pels elements urbans (ciment, asfalt, calor antropogènica, pol·luents atmosfèrics). L'adopció d'aquest enfocament hauria de permetre la nostra exposició d'entroncar amb la línia de recerca del clima que fa referència als climes urbans.

El fenomen més palès i més ben estudiat de la incidència de la urbanització sobre el clima és el de l'illa de calor (Martín-Vide i Olcina, 2001). Aquest concepte serveix per indicar que les temperatures dels medis urbans resulten superiors a les de l'entorn rural o menys urbanitzat circumdant, un increment tèrmic explicable, entre d'altres, per: a) l'acumulació més gran de calor a les ciutats (amb la producció de calor antropogènica i l'increment, a causa dels pol·luents atmosfèrics, de la radiació d'ona llarga que és absorbida i retornada a la superfície); b) les dificultats d'alliberar la calor durant la nit a causa de la captura energètica que fan el ciment i el formigó i c) les limitacions a l'evaporació a causa de la impermeabilitat de la superfície urbana amb la reducció consegüent de la capacitat del sòl per refredar-se (Martín-Vide i Olcina, 2001).

Seria interessant realitzar observacions i estudis que permetessin de conèixer en quin grau es manifesta el fenomen de l'illa de calor a l'aglomeració urbana central del nostre país i veure quines són les situacions sinòptiques que poden afavorir el fenomen. L'interès d'aquesta recerca es fa evident tenint en compte que gran part de la població del Principat habita o fa vida en aquesta àrea urbana central i que els nivells de confort i de qualitat de vida ambiental dels seus ciutadans poden estar condicionats pel microclima generat per una possible illa de calor.

Bibliografia

BARRY, R. G. i CHORLEY, R. J. (1985). *Atmósfera, tiempo y clima*. Barcelona: Ediciones Omega.

CAPEL MOLINA, J. J. (1981). *Los climas de España*. Vilassar de Mar (Barcelona): Oikos-tau.

ESTEBAN, P., JONES, P. D., MARTÍN-VIDE, J. i MASES, M. (2005). "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfalls days in Andorra. Pyrenees". A: *International Journal of Climatology*, 25, pàg. 319-329.

LÓPEZ GÓMEZ, A. (1986). "El clima". A: *Geografía general de España*, de Manuel de Terán, L. Solé Sabarís i J. Vilà Valentí, pàg. 139-170. Barcelona: Ariel.

MARTÍN VIDE, J. (1991). "Rasgos singulares de la pluviometría gaditana". A: *Cuadernos de Geografía y Ordenación del Territorio*, 2, 11-20. Universidad de Cádiz.

MARTÍN VIDE, J. i OLCINA, J. (2001). *Climas y tiempos de España*. El libro universitario. Madrid: Alianza Editorial.

RASO, J. M. (1991). "Clima". A: *Atlas d'Andorra*. Coordinador: Antonio Gómez Ortiz. Govern d'Andorra: Conselleria d'Educació, Cultura i Joventut.

RASO, J. M. (1999). *El clima d'Andorra*. Monogràfics de Geografia, núm. 5. Govern d'Andorra: Ministeri d'Educació, Joventut i Esports.

SACASAS, J. (1999). *Meteorologia del Pirineu català*. Llibre de motxilla, núm. 62. Barcelona: Publicacions de l'Abadia de Montserrat.

STRAHLER, A. N. (1984). *Geografía Física*. Barcelona: Ediciones Omega.

THILLET, J. -J. (1997). *La météo de montagne*. Les Guides du Club Alpin Français. París: Éditions du Seuil.

TRAPERO, L. i ESTEBAN, P. (2011). "Modelització d'episodis de nord a Andorra utilitzant el model mesoescalar WRF". A: *Actes de les 4es Jornades Tècniques de Neu i Allaus*, 25, 26 i 27 de maig del 2011. Vielha i Mijaran, Val d'Aran.