

Fundamentos de
**meteoroloxía
e climatoloxía**

Fundamentos de

**meteorología
e climatología**

Fundamentos de

meteoroloxía e climatoloxía

Ana Lage González

Santiago Salsón Casado

XUNTA DE GALICIA

Santiago de Compostela, 2003

Índice

Prólogo	7
1. Introducción	9
2. Elementos básicos dos mapas do tempo. Circulación xeral	15
3. Frontes	25
4. Tormentas	31
5. Estacións meteorolóxicas	35
6. Radares e satélites meteorolóxicos	41
7. Prediccións e modelos meteorolóxicos	47
8. Introducción á climatoloxía de Galicia	51
9. O clima a través do tempo. Cambios climáticos	57
Bibliografía	63
Enderezos web de interese	64

Prólogo

Poderíamos dicir, sen medo a equivocarnos, que a meteoroloxía está presente nas nosas vidas dunha forma inseparable. Non só decide a saída e aterraxe dos avións, determina o nacemento e crecemento das plantas, e a recollida das colleitas, senón que tamén pode transformar unha espléndida e soleada fin de semana de estancia na praia nun aburrido e chuvioso domingo na casa. E, cómo non, a meteoroloxía é o tema do que se pode falar cando non hai de qué falar.

Por iso, consideramos que uns coñecementos básicos de meteoroloxía e climatoloxía deben ser unha parte imprescindible da formación do alumnado de primaria e secundaria.

Como este libro está destinado en primeiro lugar a un público galego, aínda que os temas tratados teñen unha validez xeral, os exemplos e as particularidades están referidas a Galicia. O obxectivo é que o alumnado coñeza o seu contorno inmediato, que non só se caracteriza por un espacio xeográfico, senón tamén por unhas peculiaridades meteorolóxicas e climatolóxicas de seu.

Este libro non representará a fonte que saciará toda a súa sede de coñecementos meteorolóxicos, pero, polo menos, intentará sentar unhas ideas básicas tocando distintos aspectos da meteoroloxía e da climatoloxía.

En canto á estrutura deste documento, hai que sinalar que está dividido en nove capítulos. Despois dunha introducción no capítulo 1, segue no capítulo 2 unha descrición dos mapas isobáricos, coa explicación das configuracións isobáricas bá-

sicas. No capítulo 3 defínense os distintos tipos de fronte e a nubosidade asociada a cada unha. No capítulo 4 analízase o proceso de formación das tormentas e o fenómeno de electricidade atmosférica. No 5 trátase o tema das estacións meteorolóxicas e dos distintos aparellos para medir variables meteorolóxicas. O capítulo 6 dedicarase ós satélites meteorolóxicos e ó radar. A predicción meteorolóxica e os modelos meteorolóxicos abórdanse no capítulo 7. Os dous últimos capítulos céntranse na climatoloxía: o capítulo 8 ofrece unhas nocións sobre o clima de Galicia, e o 9 remata o libro cunha revisión do clima a través do tempo e do tan comentado cambio climático actual.

O noso obxectivo foi, dende un primeiro momento, que este libro resultase o máis pedagóxico e ameno posible. Se o conseguimos ou non, queda nas súas mans decidilo.

Os autores, Santiago de Compostela, 2003

1. Introducción

1.1. ¿Que estudia a meteoroloxía? diferencias entre tempo e clima

O tempo é o compendio de variables meteorolóxicas que caracterizan un período concreto que pode variar entre unhas horas e varios días. Así, témono-lo tempo que fixo onte, o que se prevé para mañá, para pasadomañá, etc. O clima, en cambio, fai referencia á sucesión de tipos de tempo ó longo dos días, de modo que configuran uns valores medios característicos, unhas variables meteorolóxicas que cambian nuns determinados rangos, cuns valores extremos. A definición da Organización Meteorolóxica Mundial (OMM) do clima é a seguinte: conxunto fluctuante de condicións atmosféricas caracterizado polos estados e a evolución no tempo, no curso dun período suficientemente longo e nun dominio espacial determinado. O clima caracteriza un espacio xeográfico; así, podemos falar, por exemplo, do clima de Galicia, do clima de Castela, etc.

En consecuencia, a meteoroloxía estudia todo o referente ó tempo, mentres que a climatoloxía estudia, pola súa banda, todo o relacionado co clima. Débense evitar, pois, expresións como «as malas condicións climatolóxicas impediron o despegue dos avións» ou «a favorable climatoloxía fixo que as praias estiveran cheas de xente»...

1.2. Capas da Atmosfera

A terra está rodeada por unha atmosfera de gases que se estende ata uns 800 km de altura; a súa densidade é menor a medida que aumenta a altura. A masa total de aire da atmosfera pesa uns 5.600 billóns de toneladas. A metade desta masa de aire encóntrase por debaixo do primeiros 5.000 m. A atmosfera pódese dividir en distintas capas atendendo á súa estrutura térmica:

- **Troposfera:** Nesta capa a temperatura diminúe coa altura, dende o solo ata un nivel chamado tropopausa, a unha altura de 16 ou 18 km sobre o ecuador.
- **Estratosfera:** Está constituída por dúas zonas, a inmediata á troposfera, que é practicamente isoterma, e outra superior, en que a temperatura aumenta coa altura. O límite superior da estratosfera denomínase estratopausa, e sitúase a uns 50 km.
- **Mesosfera:** Nela a temperatura tamén descende coa altura, ata uns 85 km, onde encontra o seu límite: a mesopausa.

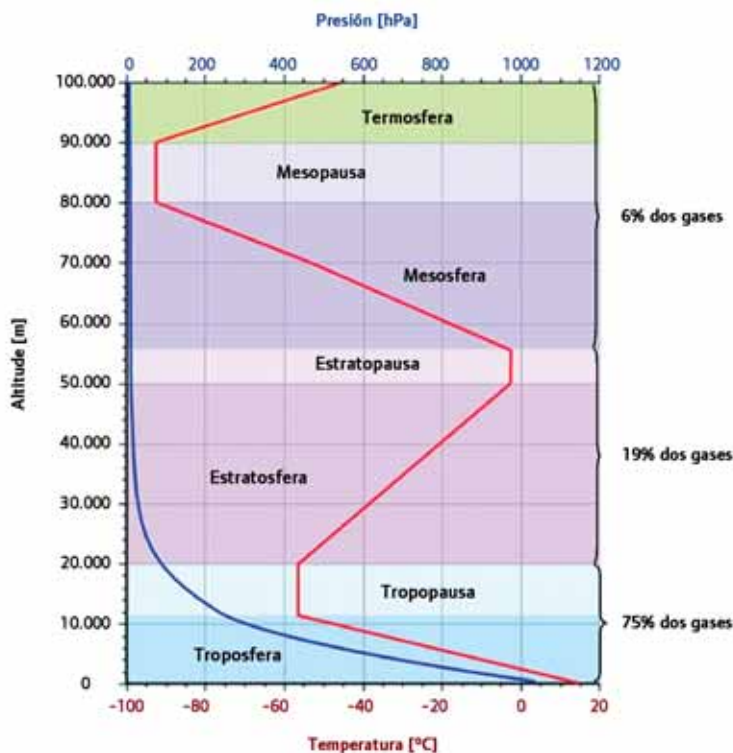


Figura 1.1. Capas da atmosfera

■ **Termosfera:** Nela a temperatura aumenta coa altura. Non se considera a existencia dun límite superior definido.

O espacio que hai por riba da termosfera está caracterizado polo amplo percorrido libre das moléculas. Denomínase exosfera e é practicamente isoterma.

1.3. Composición atmosférica

A composición do aire seco é aproximadamente constante nos 20 km inferiores da atmosfera (os seus compoñentes amósanse na Táboa 1.1). Ademais, pódense encontrar trazas de neon, cripton, xenon, radon, hidróxeno, metano, etc.

Táboa 1.1. Composición media por peso dos compoñentes máis comúns na atmosfera			
Gas	Peso molecular	Cte. Gas Joules g-10K-1	Masa en %
Nitróxeno	28.016	0.2967	75.52
Osíxeno	32.000	0.2598	23.15
Argon	39.444	0.2081	1.28
Dióxido de carbono	44.010	0.1889	0.05

Ademais do aire seco, a atmosfera contén cantidades variables de vapor de auga. Esta aparece tamén na atmosfera en estado líquido, formando néboas, nubes e chuva; e en estado sólido en forma de neve, sarabia e cristais de xeo. En relación cos fenómenos que afectan ó estado do tempo atmosférico, a auga é o compoñente máis importante da atmosfera. Cabe sinalar que se liberan importantes cantidades de enerxía nos procesos de condensación, que afectan de modo destacado á produción de fenómenos atmosféricos.

1.4 . Escala de movementos atmosféricos

O gradiente horizontal de presión pode estar comprendido dentro de diversas ordes de magnitude para sistemas de interese meteorolóxico. Os movementos da escala horizontal duns poucos quilómetros ou menores tenden a presentar escalas de tempo curtas, a diferenza dos grandes movementos, que poden chegar á escala anual.

Debido a que o carácter dos movementos depende tanto da escala horizontal, esta proporciona un método adecuado para a clasificación dos sistemas en movemento. Na Táboa 2 preséntanse exemplos de diversos tipos de movementos.

Táboa 1.2. Escala de movementos atmosféricos	
Tipo de movemento	Escala horizontal (m)
Percorrido libre medio molecular	10^{-7}
Remuíños turbulentos moi pequenos	10^{-2} - 10^{-1}
Pequenos remuíños	10^{-1} -1
Poeiras	1-10
Refachos de vento	10 - 10^2
Tornados	10^2
Cúmulonimbos	10^3
Frontes, liñas de treboada	10^4 - 10^5
Furacáns	10^5
Depresións sinópticas	10^6
Ondas planetarias	10^7

1.5. A enerxía solar

O combustible da máquina térmica que constitúen os océanos, os continentes e a atmosfera é a enerxía procedente do Sol. A radiación recibida sitúase en lonxitudes de onda comprendidas entre os 0,2 e os 2 microns. Pola súa banda, a Terra emite radiación na banda do infravermello (entre 3 e 30 microns), de tal xeito que se mantén un equilibrio térmico no sistema.

Máis da metade da enerxía procedente do Sol pérdese por reflexión, absorción e dispersión. Con ceos despexados, máis do 80% da radiación pode alcanza-lo chan. Se os ceos están moi anubrados, a radiación pode reducirse ata acadar un 20%.

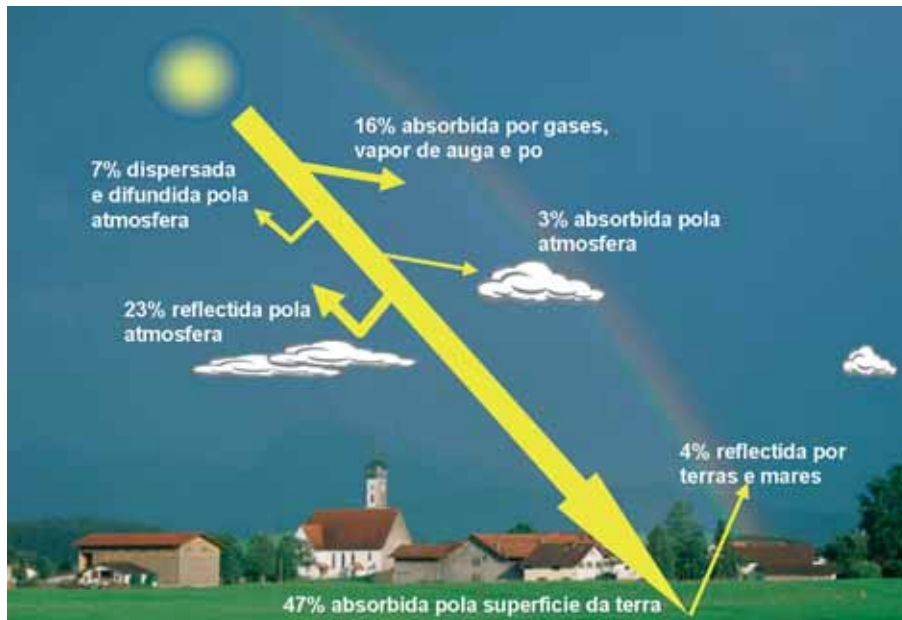


Figura 1.2. Perda de enerxía solar ó atravesala atmosfera

Nunha primeira aproximación, pódese dicir que a enerxía que se recibe do Sol determina o clima dun lugar. Sen embargo, esa enerxía non se reparte de xeito uniforme pola superficie terrestre. O máximo conséguese no ecuador (75%) e o mínimo nos polos (5%).

2. Elementos básicos dos mapas do tempo. Circulación xeral

2.1. A presión atmosférica

A cotío podemos contempla-los «mapas do tempo» na televisión, prensa, Internet, etc. Refírense, na maioría dos casos, ós mapas isobáricos de superficie. As isóbaras son liñas que unen puntos de igual presión atmosférica. Como é ben coñecido, o aire pesa. Así, por exemplo, se a presión é de 760 mm, iso quere dicir que o aire que hai por riba de un cm^2 cadrado dese lugar pesa o mesmo que unha columna de mercurio de 1 cm^2 de sección e de 760 mm de altura. De feito, se a presión é de 760 mm, dise que hai unha presión normal. Non obstante, a unidade empregada para medi-la presión é o hectopascal (hPa), que equivale ó milibar (mb). A correspondencia é de $1 \text{ mb} = 0.76 \text{ mm}$ de mercurio. Recordemos que a unidade do Sistema Internacional para representa-la presión é o pascal ou newton/ m^2 ($1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$).

A presión redúcese coa altura, pero non uniformemente, posto que a aceleración da gravidade tamén diminúe. Se se supón a gravidade constante, pódese dicir que a un aumento lineal de altitude lle corresponde unha diminución logarítmica da presión.

O nivel correspondente ó mapa de superficie é o nivel do mar, por iso tódalas observacións deben ser reducidas a ese nivel, de aí o nome de mapas de superficie; de xeito que as liñas que vemos nesas mapas isobáricos, as isóbaras, unen puntos nos que a presión é a mesma.

A presión normal ó nivel do mar é de 1.013,2 mb. Os valores superiores considéranse altos e os inferiores baixos.

2.2. Circulación do aire

Sobre a superficie terrestre prodúcense quentamentos e arrefriamentos. O aire frío é máis denso e, xa que logo, máis pesado có aire cálido. As masas de aire cálido presentarán unha menor presión nas áreas sobre as que estean. Isto dará lugar a que existan diferencias de presión entre as distintas zonas da Terra que causarán movementos de aire. O vento defínese como o aire en movemento horizontal entre áreas con distinta presión.

O vento vai tratar de compensar as diferencias de presión movéndose das altas presións ás baixas. Se as isóbaras aparecen moi xuntas, iso quere dicir que o vento é moi forte nesa zona; se están moi espaciadas ou non hai diferencias de presión, o vento estará en calma ou será frouxo. Ademais, pódese dicir que o vento circula seguindo as isóbaras, aproximadamente.

Se non se considerase o movemento da Terra, o aire pasaría de forma directa entre anticiclóns e borrascas. O aire, ó iniciar o movemento, tende a desviarse cara á dereita da súa traxectoria no hemisferio norte e á esquerda no hemisferio sur, debido á existencia da acción dunha forza perpendicular ó seu movemento: a forza de Coriolis. Esta forza é nula no ecuador e máxima nos polos, porque aumenta coa latitude.

De tódolos xeitos, este non sería o vento real, pois habería que considerar a existencia doutras

dúas forzas: a forza centrífuga e a de rozamento. A primeira levará o aire sempre cara a fóra de anticiclóns e borrascas. A forza de rozamento é maior sobre a terra ca sobre o mar, e ten, entre outros, o efecto de freado.

Como resultado de todas estas forzas, o aire circula desde as altas presións ás baixas, pero non directamente, senón cortando as isóbaras cun certo ángulo, maior canto máis rugosa sexa a superficie sobre a que circula o aire; desta forma, será maior sobre os continentes ca sobre os océanos.

Hai dous sentidos de circulación. En torno ós núcleos de presións altas o aire segue o sentido das agullas do reloxo, no hemisferio norte: sentido anticiclónico. Ó redor dos centros de baixa presión o sentido de circulación é ciclónico. Véxase a figura 2.1.

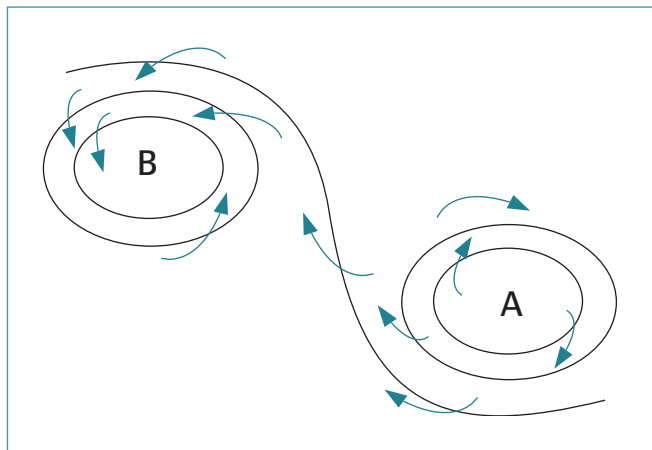


Figura 2.1. Circulación do aire

2.3. Borrascas e anticiclóns

As configuracións isobáricas básicas máis destacadas son o anticiclón e a borrasca.

■ **Anticiclón** (tamén chamado alta): configuración isobárica constituída por isóbaras cerradas, elípticas ou circulares. No seu centro dáse o valor máximo de presión, e diminúe cara a fóra. Nos mapas do tempo españois represéntase cun A, igual que nos franceses; nos correspondentes ó idioma inglés aparece cun H.

■ **Borrasca** (tamén chamada baixa ou depresión): configuración isobárica constituída por isóbaras cerradas, elípticas ou circulares. No seu centro dáse o valor mínimo de presión, e aumenta cara a fóra. Nos mapas do tempo españois represéntase cun B, nos franceses cun D, e nos correspondentes ó idioma inglés aparece cun L.

Na figura 2.2 pódense ve-los cortes verticais e plantas dun anticiclón e dunha borrasca.

Outras configuracións isobáricas son as seguintes:

■ **Dorsal** (tamén chamada cuña, lomba ou crista): configuración isobárica constituída por isóbaras non cerradas, como prolongación dun anticiclón, con forma de U invertida, máis ou menos inclinada.

■ **Valgada** (tamén chamada seno, suco ou isóbaras en V): configuración isobárica constituída por isóbaras non cerradas, como prolongación dunha depresión, con forma de V, máis ou menos inclinada.

■ **Sela** (tamén chamada montura, outeiro, punto neutro ou punto hiperbólico): configuración isobárica constituída por isóbaras non cerradas e unha típica forma de sela, produto dunha disposición en cruz de dous anticiclóns e dúas borrascas. Se o eixe que une os anticiclóns é dominante, chámase ponte anticiclónica, e, se o que domina é o eixe que une as borrascas, denomínase desfiladeiro de baixas presións.

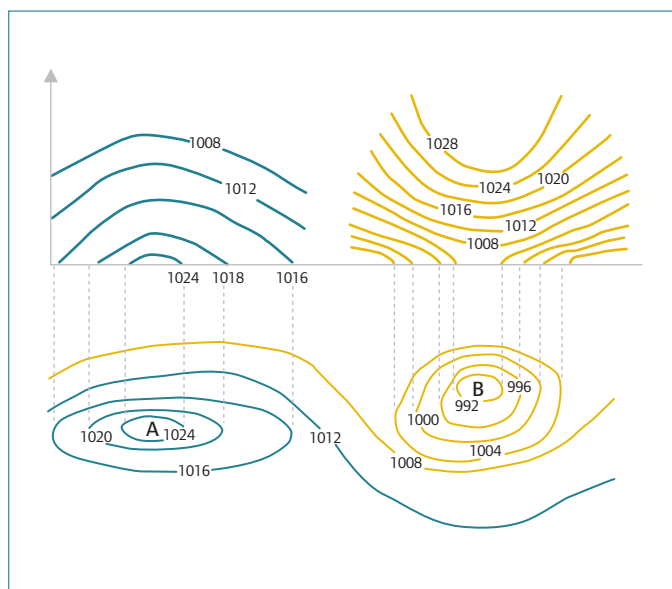


Figura 2.2. Corte vertical e planta dun anticiclón e dunha borrasca

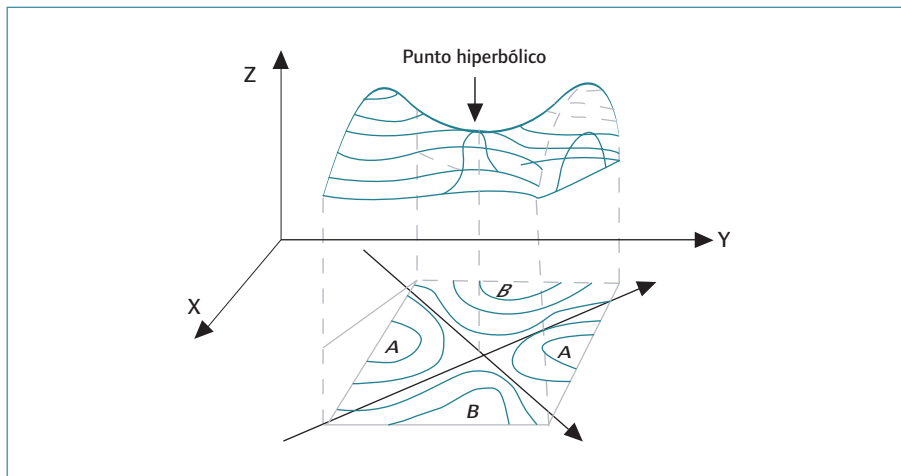


Figura 2.3. Sela

■ **Pantano barométrico:** configuración isobárica caracterizada por presentar un gradiente moi baixo, de modo que case non aparecen isóbaras, ou, en caso de apareceren, fan cunhas formas pouco definidas ou creando pequenos núcleos, con valores próximos ós normais.

■ **Isóbaras paralelas:** feixe longo e ben establecido de isóbaras paralelas.

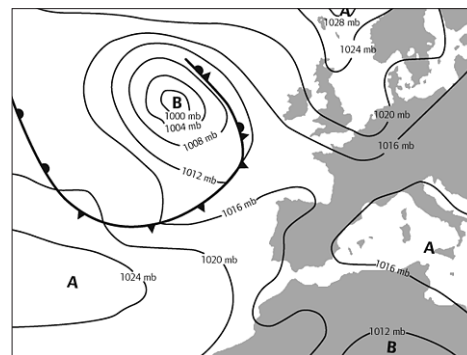


Figura 2.4. Pantano barométrico

2.4. Configuracións isobáricas e tipos de tempo

É ben coñecido que os anticiclóns van acompañados de bo tempo e as borrascas de mal tempo. Esta visión, aínda pecando de ser simplista, non deixa de ser certa. O seu porqué vaise tratar de aclarar a continuación.

Nos anticiclóns hai diverxencia do aire; isto orixina movementos de subsidencia que disipan as nubes ó irse quentando o aire que descende, co que poden orixinarse nubes baixas ou néboas. Pola contra, nas borrascas hai converxencia e ascendencia do aire; o aire ó subir arrefriase e condensa a súa humidade en forma de nubes.

No caso das dorsais, o tempo é de similares características ó xa comentado dos anticiclóns. As valgadas dan lugar a tormentas e chuvascos. As configuracións en sela levan consigo tempo inseguro con posibilidade de precipitacións.

As isóbaras paralelas, no suposto dun alto gradiente, producen ventos fortes.

En calquera caso, todas estas apreciacións non se poden considerar como definitivas, e é absolutamente fundamental en calquera prognóstico, ademais de estudar a situación de superficie, observar a configuración en altura, como a continuación se explicará.

2.5. Mapas de altura. Topografías absolutas

Os mapas de niveis altos son representacións topográficas das diferentes situacións correspondentes ás distintas alturas de presión na atmosfera.

Na táboa 2.1 móstranse os niveis e as alturas medias dos mapas que se adoitan representar.

Táboa 2.1. Niveis de presión e as súas alturas medias							
Presión (hPa)	850	700	500	300	250	200	100
Altura (m)	1.500	3.000	5.500	9.000	11.000	13.000	16.000

Estas superficies, en xeral, non son paralelas ó solo, polo que presentan subidas e baixadas.

As liñas que se debuxan nestes mapas denomínanse isohipsas (liñas de igual altura). Cada mapa resulta adecuado para o estudo dun aspecto específico da atmosfera. Sen embargo, o de 500 hPa ten unha importancia especial. A superficie isobárica de 500 hPa divide a atmosfera en dúas partes, unha por riba e outra por baixo, que pesan máis ou menos o mesmo. Polo tanto, esta superficie dá unha idea moi significativa das condicións medias da atmosfera.

As isohipsas permiten intuír-lo percorrido aproximado do aire nas distintas alturas. Só en rexións de moita curvatura das isohipsas non se adapta ben o vento ás direccións destas, debido á acción da forza centrífuga.

Cando de predición do tempo se trata, é moi importante examinar a situación en altura, sobre todo a superficie xeopotencial de 500 hPa. Por exemplo, se hai aire frío en altura, iso dará lugar a inestabilidade, seguramente, dato que non se podería saber vendo só o mapa de superficie. Resulta moi útil ver superpostos os dous mapas para ter unha idea completa da situación atmosférica tanto en superficie como en altura.

Na figura 2.4 preséntase cómo se amosan os mapas de superficie e altura no portal meteorolóxico alemán de Internet: www.wetterzentrale.de

A altura media dos 500 mb é duns 5.500 metros, de forma que alturas maiores implican aire quente ou húmido en niveis altos. Tamén pode indica-la existencia dun anticiclón en superficie, de maneira que hai que subir moito en altura para que baixe a presión ata os 500 mb. Cando a altura da superficie de 500 mb é menor ca 5.500 m, é indício da existencia de aire frío ou seco en altura, ou dunha baixa en superficie. Á dereita da imaxe aparecen os metros xeopotenciais, que son iguais, aproximadamente, ós metros lineais divididos entre 10.

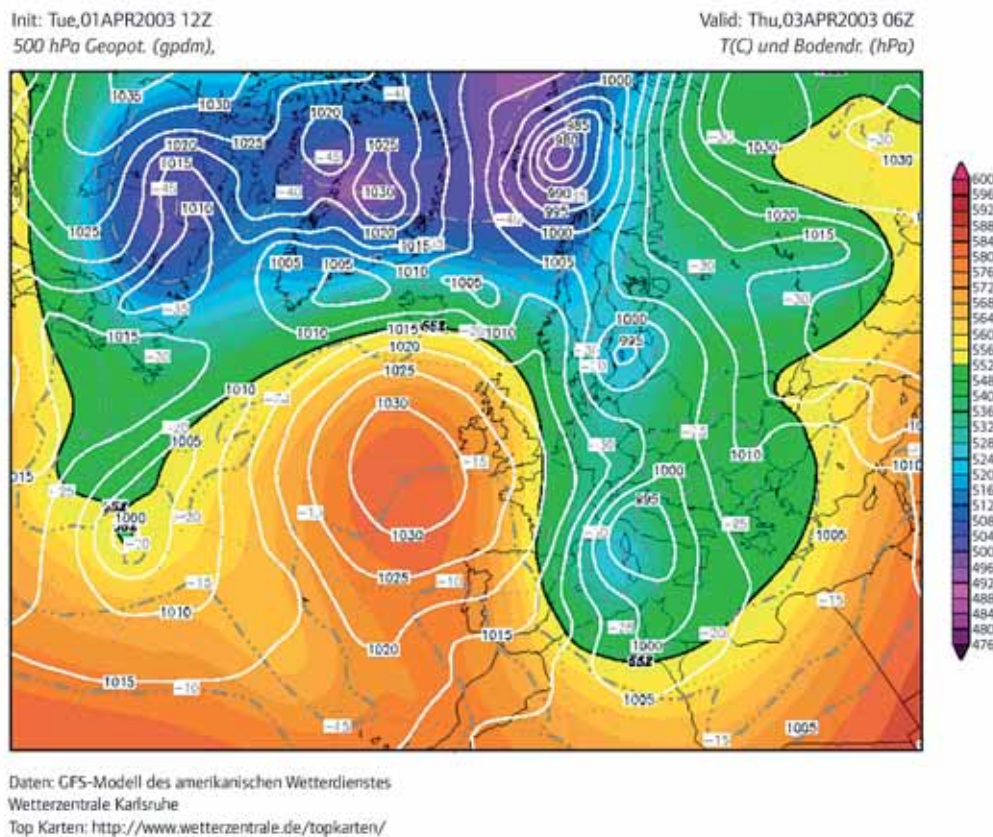


Figura 2.5. Mapa da análise do GFS (General Forecasting System) que se pode encontrar en Internet. Nel aparecen solapados o mapa de superficie (liñas en cor branca) e o mapa de altura (en cores)

É nos mapas de altura nos que se pode aprecia-lo que se estudará no apartado seguinte: a corrente en chorro.

2.6. A corrente en chorro

É unha corrente tubular, aplanada, horizontal, nas proximidades da tropopausa (nivel de vento máximo que fai o papel de fronteira entre a troposfera e a estratosfera), cunha lonxitude dalgúns miles de quilómetros, cunha anchura de varios centos de quilómetros e cun grosor de varios quilómetros.

Está centrada sobre unha liña de máxima velocidade de vento. A velocidade é de, polo menos, 100 km/h no seu eixe, e supéranse con frecuencia os 300 km/h. Presenta un gradiente transversal de velocidade duns 36 km/h por cada 100 km nas altitudes medias, e duns 18 km/h por 100 km nas altitudes baixas. O gradiente vertical é de 18 a 36 km/h por km.

Existen dúas correntes en chorro en cada hemisferio; a máis próxima ós polos, o chorro polar, é a máis importante (véxase a figura 2.6). As ondas dos meandros producidos pola corrente en chorro chámanse ondas de Rossby.

Ata mediados do século XX non se coñecía a existencia da corrente en chorro. Durante a Segunda Guerra Mundial, cando os avións americanos intentaron bombardealo Xapón viaxando cara ó oeste, a través do Pacífico, a uns 11.000 m de altitude, encontráronse en repetidas ocasións co problema da dificultade no avance. As aeronaves enfrontábanse a uns fortísimos ventos que sopraban dende o oeste con velocidades semellantes ás dos propios avións en sentido contrario.

Terminada a guerra, dedicouse un presuposto importante nos Estados Unidos a estudiala corrente en chorro, foi o «*Jet Stream Project*».

Onde mellor se aprecia a corrente en chorro é no mapa de 300 hPa. Identifícase en zonas nas que as isohipsas presentan un gradiente moi marcado.

No hemisferio norte, a rexión á esquerda do chorro chámase o seu lado frío; a rexión á dereita é o seu lado cálido. No hemisferio sur esta concepción é xustamente a contraria.

No lado frío do chorro, a atmosfera está fundida e hai abundantes borrascas. No lado cálido son frecuentes os anticiclóns.

A corrente en chorro ten a súa correspondencia en superficie na «fronte polar», que é a separación entre dúas masas de aire: unha polar e outra máis cálida. Está sobre os 55 °N de latitude.

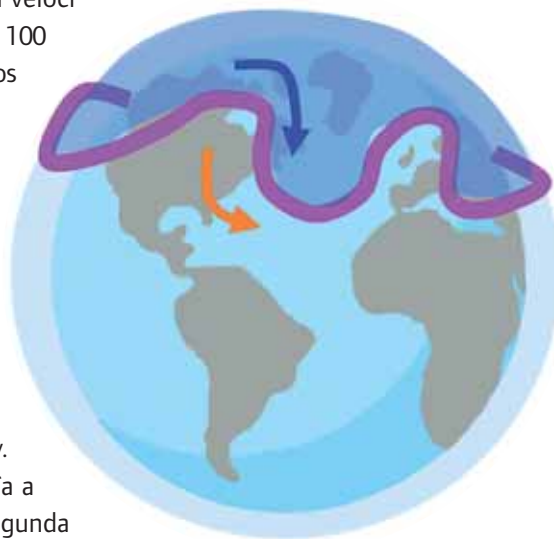


Figura 2.6. Chorro polar

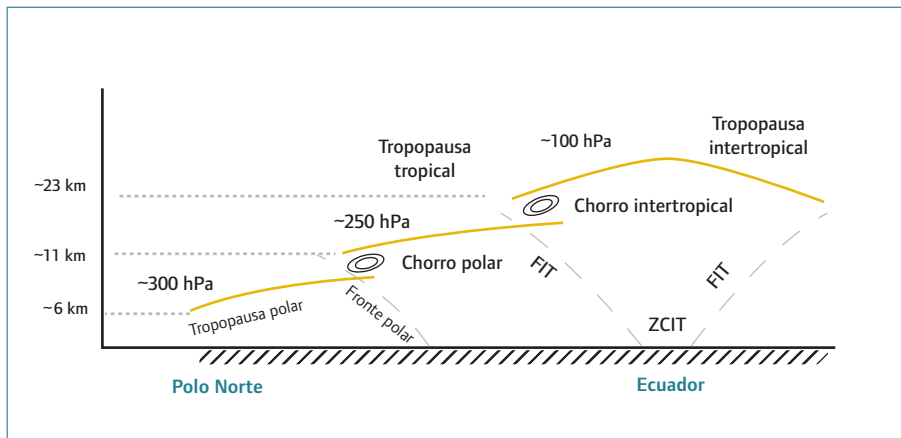


Figura 2.7. Esquema das posicións dos chorros polar e intertropical, así como a fronte polar e a fronte intertropical

Xa se comentou que a separación entre a troposfera e a estratosfera se chamaba tropopausa. Agora engadirase que a tropopausa non é continua, senón que presenta unhas escalas. Por unha delas pasa o chorro polar e pola outra o chorro intertropical, como se amosa na figura 2.7.

2.7. Depresións illadas en niveis altos

Unha aplicación da importancia de non quedar só co mapa de superficie, senón de revisar tamén o mapa de altura é o fenómeno das depresións illadas en niveis altos, comunmente chamadas gotas frías. Para detecta-las gotas frías é fundamental observa-lo mapa de 500 hPa.

En poucas palabras, poderíase dicir que as gotas frías son borrascas frías en altura que non van acompañadas por unha correspondente baixa en superficie. Como consecuencia do anteriormente exposto, as gotas frías non son recoñecibles no mapa de superficie. No mapa de altura aparece unha circulación ciclónica máis acusada ca en superficie, vencellada a unha masa de aire frío, en altura, rodeada por aire máis cálido, cunha diferenza duns 5°, polo menos. Ó cabo dun certo tempo da formación das gotas frías, aparecerá unha formación de baixa en superficie.

Na figura 2.8 amósase a situación dos días 21 e 22 de outubro do ano 2000. Esta gota fría, unha das máis importantes dos últimos 20 anos en canto ó volume de auga e extensión espacial, causou chuvias que superaron os 500 mm en zonas da provincia de Castellón.

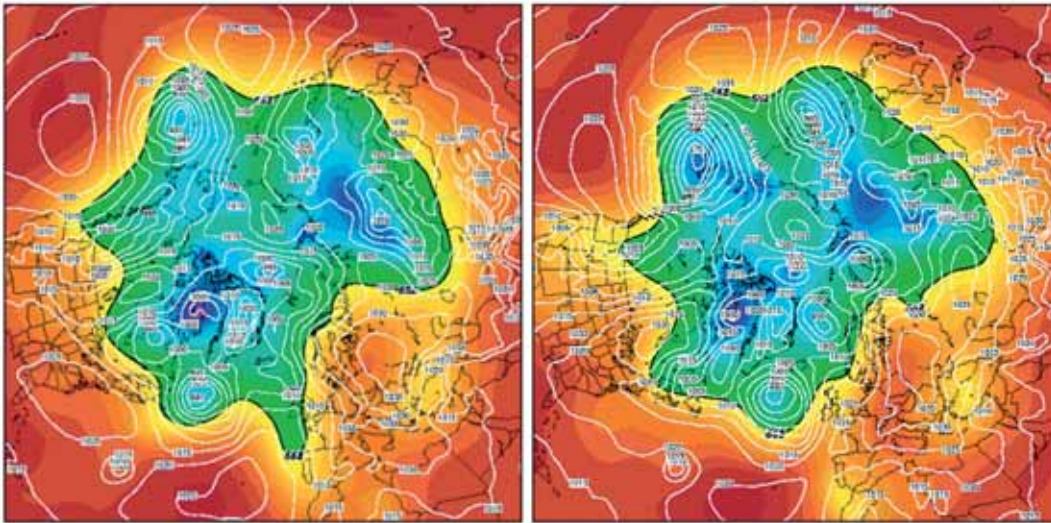


Figura 2.8. Análise do modelo GFS para os días 21 (esquerda) e 22 de outubro de 2000, onde se observa a entrada de aire frío en altura, que dá lugar a unha gota fría centrada sobre o golfo de Cádiz

2.8. Circulación xeral atmosférica

A circulación xeral atmosférica é o mecanismo a escala planetaria que rexe os procesos de compensación térmica, cinética e hídrica a través de movementos de masas de aire.

Hai distintas teorías conducentes a tratar de explica-la circulación xeral atmosférica. Aquí daremos unha explicación sinxela e que resulta moi intuitiva.

Comezaremos pola zona ecuatorial. Alí o aire é máis quente debido á maior radiación solar recibida; polo tanto, este aire tende a ascender. A medida que vai subindo en latitude, vai arrefriando e baixa, pero, ó facelo, sofre a desviación cara á dereita da súa traxectoria debido á forza de Coriolis. Os ventos toman en superficie dirección nordés (ventos alisios) no hemisferio norte e dirección sueste no hemisferio sur.

Na zona correspondente ós polos, o aire é frío e pesa moito, por iso é unha zona de subsidencia; o aire ó baixar en latitude quéntase e volve a subir. Son ventos do nordés no hemisferio norte e do sueste no hemisferio sur debido á desviación que sofren pola forza de Coriolis.

Entre ámbalas zonas están as zonas tépedas. No límite norte, o aire compórtase como aire cálido, porque efectivamente está máis quente có aire polar; debido a isto, tende a subir, movemento favorecido pola corrente ascendente de aire polar que hai nese bordo.

Noutro lado, no seu límite ecuatorial, compórtase como aire frío, porque é máis frío có aire tropical. Por ser aire frío, tende a baixar. Esta tendencia é favorecida pola corrente descendente de aire ecuatorial que hai nese lado.

A forma máis lóxica de cerra-lo ciclo en superficie é con ventos do sudoeste no hemisferio norte e do noroeste no hemisferio sur. En altura os ventos terán sentidos contrarios: serán do nordés no hemisferio norte e do sueste no hemisferio sur.

Os ventos da zona tépeda están compostos de aire tropical; os que descenden dende o polo, de aire polar. Estes dous tipos de masas de aire, de características tan distintas, encóntranse na fronte polar. Esta é unha zona de converxencias e de ascensos de aire, de xeito que a fronte polar pode considerarse como formadora de borrascas.

A franxa que separa o aire tropical do subtropical é unha zona na que os ventos diverxen, escapando da rexión; é unha zona de anticiclóns.

Por último, hai unha rexión de calma no cinto ecuatorial; é dicir, sen ventos sobre a superficie terrestre, pero con fortes correntes verticais ascendentes: son as baixas presións ecuatoriais. Na zona ecuatorial fómase unha fronte intertropical con enormes movementos ascendentes de aire e fortísimas tormentas; chámase zona de converxencia intertropical.

Tendo en conta todo o dito anteriormente, podemos situar Galicia atópase na zona tépeda, caracterizada como de tránsito de distintas masas de aire, ventos do oeste, que tentan deste xeito establece-lo equilibrio radioactivo. Esta zona tépeda está entre dúas rexións: unha, a polar, deficitaria de enerxía; e outra, a tropical, excedentaria de enerxía.

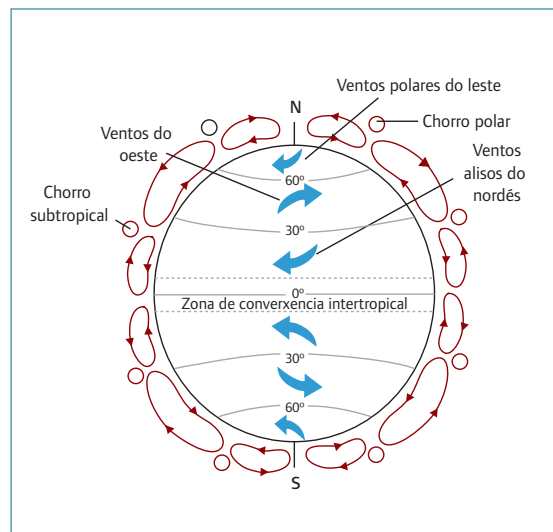


Figura 2.9. Esquema da circulación xeral

3. Frontes

3.1. Tipos de nubes

A Organización Meteorolóxica Mundial estableceu dez xéneros de nubes con nomes latinos e abreviaturas (véxase a figura 3.1). Estes xéneros están, á súa vez, divididos en especies e variedades, e diferéncianse entre si tanto pola altura en que se encontran como pola forma e o estado material da nube.

Distínguense tres niveis na atmosfera nos que adoitan aparecer con maior frecuencia os distintos tipos de nubes:

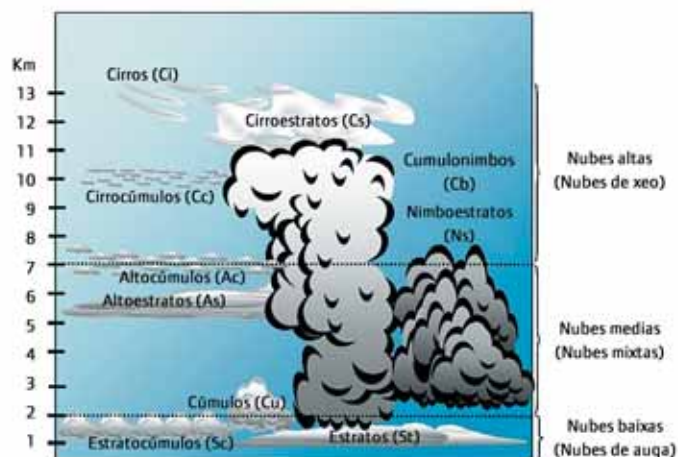


Figura 3.1. Xéneros de nubes

■ **Nivel baixo** (0–2 km): están formadas por auga en estado líquido e as temperaturas oscilan entre valores maiores ca 0 °C e ata –10 °C. Os seus contornos están perfectamente delimitados.
Tipos:

- Estratos
- Estratocúmulos
- Cúmulos
- Cumulonimbos



Figura 3.2. *Nubes baixas*

■ **Nivel medio** (2–7 km): son nubes mixtas formadas por auga e xeo. As temperaturas van desde –10 °C ata –35 °C.
Tipos:

- Nimbostratos
- Altoestratos
- Altocúmulos



Figura 3.3. *Nubes medias*

■ **Nivel alto** (7–13 km): son nubes de xeo con temperaturas inferiores a –35 °C e con contornos indefinidos.
Tipos:

- Cirrostratos
- Cirrocúmulos
- Cirros

Os límites destes niveis non é posible determinalos exactamente; poden aparecer altoestratos e cúmulos a maior altura, ou nimbostratos estendéndose tanto cara a arriba como cara a abaixo. Un caso especial constitúe o cumulonimbo (nube tormentosa), que mesmo chega a supera-los 13 km.



Figura 3.4. *Nubes altas*

3.2. Tipos de fronteas

Antes de comezar a falar de fronteas, cómpre estudialo concepto de masa de aire. Unha masa de aire ten unha gran base e relativamente pouca altura; ocupa miles de quilómetros cadrados, cunhas características de temperatura e humidade que varían de forma lenta nun plano horizontal.

As masas de aire prodúcense nas áreas anticiclónicas, e conservan as súas propiedades meteorolóxicas cando se desprazan da orixe. Mestúranse pouco coas masas de aire circundantes, e entre elas existe unha superficie de separación nítida.

Por último, cómpre destacar que unha masa de aire sobre unha superficie máis fría ca ela tende a arrefriar por abaixo, co cal faise máis densa e tende a esmagarse contra a superficie. Así dificultáanse os movementos verticais e orixínase unha situación de estabilidade, sen nubosidade apreciable.

Se, pola contra, a masa de aire descansa sobre unha superficie máis quente, o aire comezará a quentarse pola súa base e a facerse menos denso, de xeito que a masa de aire se inestabiliza e comezan a crearse correntes ascendentes verticais; prodúciense nubes e posiblemente precipitacións.

Unha fronte ou unha superficie frontal é a fronteira que separa dúas masas de aire de características termodinámicas distintas. Nos mapas isobáricos do tempo, unha fronte é a interacción da superficie frontal co solo ó nivel do mar.

A ámbolos lados da fronte hai diferencias acentuadas en canto a temperatura, humidade e outras propiedades.

As fronteas pódense clasificar en tres grupos: fronte fría, cálida e ocluída.

Nas fronteas cálidas o aire máis cálido avanza sobre o aire frío que ten diante, movéndose por riba del. Nas fronteas frías, o aire que avanza é o polar, e o que sobe é o tropical. A diferenza estriba en que, no primeiro caso, a subida do aire cálido sobre o frío se produce dunha forma suave, mentres que no segundo se produce dunha forma brusca e dramática (véxase a figura 3.5).

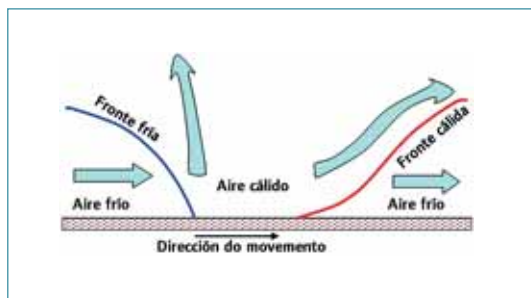


Figura 3.5. Esquema dun sistema frontal

3.2.1. Fronte cálida

A chegada dunha fronte cálida comeza cuns penachos de nubes branquísimas a uns 7.000 ou 8.000 m (nubes altas). Son os cirros, con aparencia de plumas, formadas por cristaliños de xeo, que caen ata sublimarse e desaparecer.

Un par de horas máis tarde, os cirros xa son máis espesos e forman un veo branco. Ó redor do Sol fórmase un halo, que tamén aparece na Lúa. Este veo está formado por unha nube de cristais de xeo. Son os cirrostratos (nubes altas).

Despois os cirrostratos baixan de nivel. Agora son grises e encapotan o ceo. Chámanse altostratos, nubes formadas por gotiñas de auga a uns 2.000-3.000 m de altitude (nubes medias). Poden dar lugar a chuviares.

A medida que se achega a fronte, estas nubes baixan máis de nivel. Chámanse nimbostratos; son de cor gris-plúmbea, con tons gris moi escuro (fractostratos). Este conxunto de nubes baixas (a menos de 1.000 m) dan lugar a unha precipitación continuada.

No paso da fronte, os tipos de nubes que aparecen son as que teñen nome rematado en «estrato».

Unha característica típica da fronte cálida é a nubosidade estratiforme, sen desenvolvemento vertical. Isto é consecuencia da forma suave de avanzar do aire cálido sobre o aire frío.

Unha fronte cálida aparece nos mapas do tempo como unha liña continua con semicírculos pegados a ela.

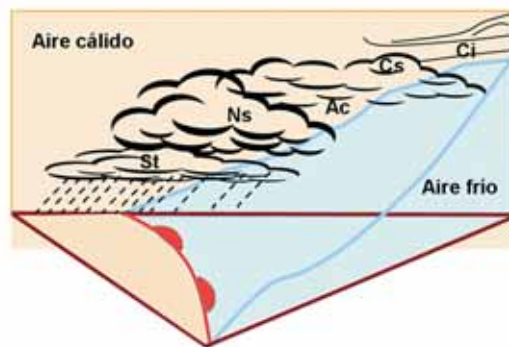


Figura 3.6. Fronte cálida

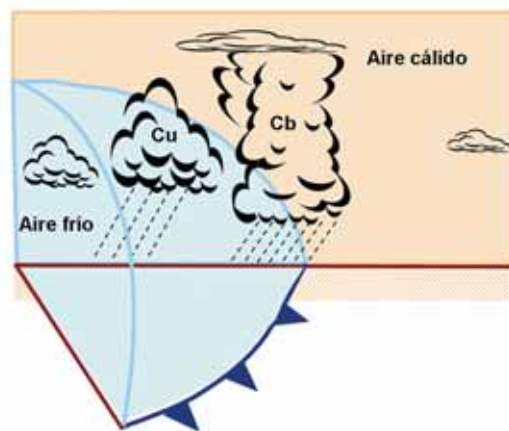


Figura 3.7. Fronte fría

3.2.2. Fronte fría

Inicialmente hai que sinalar que o avance dunha fronte fría é máis rápido có dunha cálida. As nubes non serán de tipo estratiforme, senón cumuliforme, con grandes desenvolvementos verticais.

O paso dunha fronte fría comeza coa aparición de grandes cúmulos. Ás veces hai cumulonimbos embebidos con cimas que poden chegar ós 10.000 m ou máis. A medida que se van achegando, a súa cor vai escurecendo de maneira progresiva.

Unha hora máis tarde, as nubes están enriba, o ceo vólvese todo escuro. O vento é fortemente racheado. Caen chuvascos ou sarabiadas intermitentes, quizais con fortes chuveiras. Hai tronos e lóstregos.

Unha hora ou dúas despois xa se observan claros no ceo, cada vez maiores. Os cúmulos van aparecendo máis espaciados. O ceo vólvese azul. Pasa a fronte e queda a zona de chuvascos. A temperatura diminúe e o vento vai reducindo a súa velocidade. A atmosfera é limpa e transparente, con gran visibilidade.

Nun mapa do tempo de superficie, unha fronte fría represéntase mediante unha liña con triángulos pegados a ela.

3.2.3. Fronte ocluída

Prodúcese cando a fronte fría alcanza á cálida. As nubes neste caso serán variadas: cirrostratos, altostratos, nimbostratos, cumulonimbos. Cómpre distinguir ademais entre oclusións cálidas e frías. A diferenza está en que o aire frío que retrocede diante da fronte cálida sexa máis ou menos frío có que empuxa á fronte fría.

As fronteas ocluídas frías orixinan nubosidade cumuliforme e chuvascos, mentres que as de carácter cálido se parecen máis ás fronteas cálidas.

As fronteas ocluídas máis frecuentes son as oclusións frías (figura 3.8, dereita).

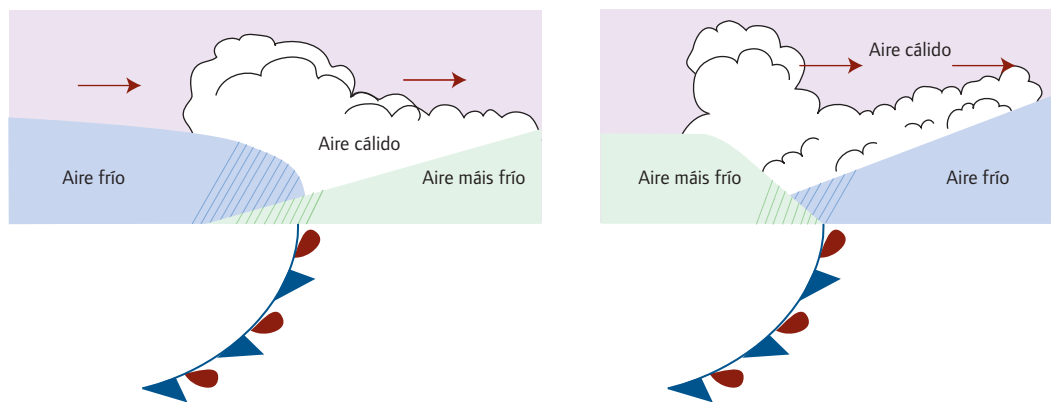


Figura 3.8. Oclusión cálida (esquerda) e fría (dereita)

As fronteas ocluídas represéntanse nos mapas do tempo en superficie como unha liña continua con semicírculos e triángulos pegados a ela, como pode verse na figura 3.8.

4. Tormentas

Unha condición necesaria para que se produza unha tormenta é que a atmosfera sexa moi inestable nun certo lugar. Cando unha zona de aire a rentes do solo se quenta en maior medida có aire que a rodea, créase unha burbulla que comeza a ascender. Conforme o aire sobe, empeza a dilatarse pola menor presión que encontra e, como consecuencia, a arrefriarse. Mentres a temperatura da burbulla sexa superior á do aire exterior, esta seguirá ascendendo. Se isto ocorre ata alturas duns 5.000 metros, a atmosfera é inestable. Así, a inestabilidade atmosférica está asociada con aire frío en altura, aínda que tamén pode darse con aire quente sempre que este sexa moi húmido.

4.1. Ciclo de vida dunha tormenta

4.1.1. Nacemento e desenvolvemento

Unha tormenta comeza cunha masa de aire que ascende nunha atmosfera inestable (o ascenso pode ser debido a efectos térmicos –como adoita ocorrer nas tormentas do verán– ou debido ó paso dun sistema frontal activo). Esta masa de aire, ó ascender, dilátase e arrefriase, ata chegar ó seu nivel de condensación, no que o vapor comeza a condensarse. Cando isto ocorre, comeza a desprenderse a calor latente de condensación. Isto supón un aumento de temperatura, co que pode seguir ascendendo e condensando máis vapor. O aire agora vai arrefriando menos porque

parte do descenso de temperatura se ve compensado coa calor latente de condensación que se vai desprendendo. A subida é máis rápida e a nube vai aumentando de tamaño.

Pode chegar no seu ascenso ós 6.000 ou 7.000 m de altura, onde as gotiñas de auga se conxelan por se-lo aire moi frío. No interior da nube hai fortes correntes ascendentes e no exterior descendentes.

O nome que se lle dá á nube nesta fase é o de cúmulo ou cumulonimbo calvo.

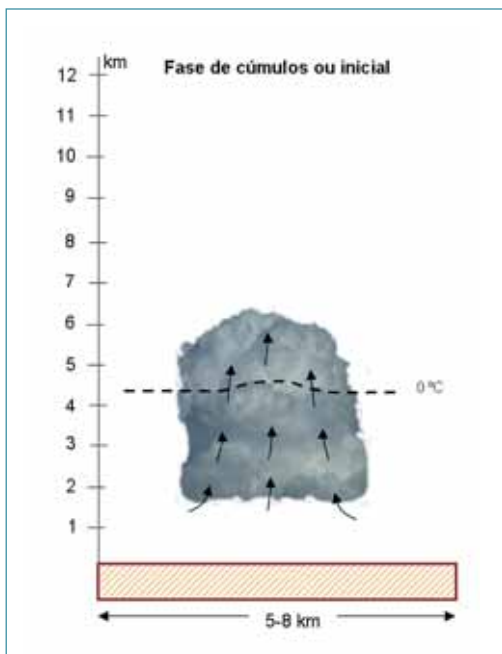


Figura 4.1. Fase inicial da tormenta

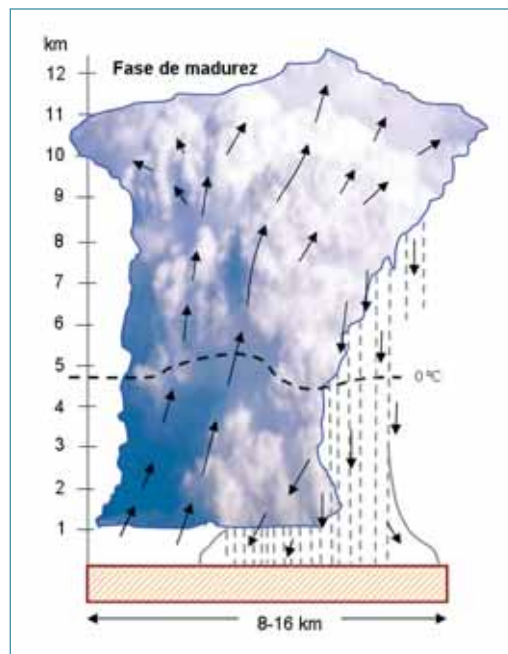


Figura 4.2. Fase de madurez da tormenta

4.1.2. Madurez

Nesta fase os cristaliños de xeo comezan a caer, e na súa caída xúntanse con outras gotiñas de auga. Moitos son enviados novamente cara a arriba polas fortes correntes ascendentes. Formárase sarabia cando as gotas se volvan conxelar. Se este proceso se repite varias veces, a sarabia será cada vez de maior tamaño, medrando como as capas dunha cebola. Pola parte exterior hai correntes descendentes e é onde se crean unhas nubes chamadas cirros. Estas nubes están formadas por cristais de xeo.

Considérase que a intensidade que acompaña a descarga principal chega ata os 20.000 amperios, aínda que a cantidade total de electricidade transferida dende a nube á terra é moi pequena, pois a duración é moi baixa. O resultado é fatal: é capaz de queima-lo que toca, causa incendios e pode electrocuta-los seres vivos.

O aire, ó contactar co raio, quéntase a 30.000 °C. A onda expansiva que se produce ó quentarse así de golpe produce o trono.



Figura 4.4. Raios quebrados e distribución de cargas

5. Estacións meteorolóxicas

Para multitude de aplicacións e estudos relacionados coa agricultura, o medio ambiente, as enerxías renovables, as análises e predicción do tempo, o transporte, a xestión de recursos hídricos, etc., requírense datos procedentes de estacións meteorolóxicas.

Na actualidade, as estacións que adoitan instalarse son estacións automáticas e, delas, unha gran parte envía os datos a través de distintos medios de telecomunicación (radiofrecuencia, RTB, GSM, GPRS, satélite...), o que permite dispoñer de datos en tempo real. Pódense consultar, por exemplo, os datos da Rede de Estacións Meteorolóxicas da Consellería de Medio Ambiente no enderezo de internet: www.siam-cma.org.

A estación meteorolóxica está formada por unha serie de instrumentos de medida. Estes instrumentos débense situar nun lugar plenamente representativo das condicións climáticas da zona de interese. A estación meteorolóxica deberá instalarse en terra chá e libre de obstáculos, procurando evitar depresións, onde as temperaturas adoitan ser máis elevadas durante o día e máis baixas durante a noite, a non ser que se queiran estudar precisamente estes efectos.



Figura 5.1. Estación meteorolóxica manual e automática

As variables meteorolóxicas máis importantes para rexistrar son: temperatura, humidade relativa do aire, velocidade e dirección do vento, radiación solar, precipitación e presión. Dependendo da finalidade para a que se instalou a estación, tamén se pode rexistra-la temperatura do solo, a humidade da cuberta vexetal, a radiación ultravioleta, a visibilidade, etc.

A continuación imos describir cómo se miden algunhas das variables que unha estación meteorolóxica pode rexistrar.

5.1. Temperatura e humidade

A temperatura refírese, polo xeral, á do aire dentro da garita termométrica a unha altura de 1,5 m sobre o solo. O sensor ou sensores de temperatura e humidade débense instalar en garitas co fin de obter medidas máis precisas. As garitas ou abrigos están provistos de paredes con persiana para protexe-los instrumentos do sol e da chuva, cunha boa ventilación e libre movemento de aire, tanto horizontal como verticalmente. Na figura 5.1 móstrase unha garita tipo Stevenson.

Nas estacións meteorolóxicas tradicionais as temperaturas mídense con termómetros de mercurio (a máxima) e de alcohol (a mínima). Adoitan dispoñer ademais dun termohigrógrafo que rexistra nunha banda a temperatura e maila humidade. A banda cámbiase, polo xeral, unha vez á semana.

Nas estacións automáticas adoita haber un único sensor que proporciona a temperatura do aire e a humidade relativa. A medida da temperatura baséase, normalmente, na variación da resistencia eléctrica coa temperatura. A medida da humidade relativa baséase na variación da capacidade dun condensador coa humidade do aire. Este tipo de sondas instálanse dentro dun abrigo protector.

En canto ás medidas da temperatura do chan, esta acostuma medirse a 10, 20, 50 e 100 cm. Utilízanse termómetros ou sensores de temperatura habituais, pero encaixados nun tubo protector que pode ser de aceiro inoxidable.



Figura 5.1. Garita meteorolóxica cun termohigrógrafo e termómetros de máxima e mínima

5.2. Vento

■ Velocidade

O vento exprésase pola súa velocidade (o seu percorrido) e a súa dirección. O anemómetro máis habitual consta de tres cazoletas cónicas montadas sobre o extremo dun brazo unido a un eixe xiratorio vertical. Estes instrumentos poden medir desde lixeiras brisas (de aproximadamente 1,5 km/h), ata ventos furacanados (de máis de 120 km/h). A velocidade do vento mídese en m/s no Sistema Internacional. Tamén é habitual que se exprese en km/h, de xeito que 1 m/s equivale a 3.6 km/h. Outra unidade moi usada é o nó (1 nó = 1.85 km/h).

Débese situar nun lugar libre de obstáculos e que sexa bastante representativo do contorno de onde se precisan os datos. A altura á que se adoita colocar este instrumento é de 2 m para fins agrícolas e de 10 m para fins meteorolóxicos.

■ Dirección

Para medi-la dirección do vento, empréganse cataventos colocados ó mesmo nivel có anemómetro. Pode instalarse como instrumento separado do anemómetro ou ir ensamblado no mesmo aparato.

A dirección do vento exprésase en graos, medidos no sentido das agullas do reloxo, ou ben como un rumbo de compás con respecto a unha rosa dos ventos.



Figura 5.2. Anemómetro e catavento convencionais e un sensor que mide a velocidade e dirección do vento mediante ultrasóns (no centro)

5.3. Insolación e radiación

■ Medidor de insolación Campbell-Stokes

Consiste nunha bóla de vidro maciza duns 10 cm de diámetro que vai montada concentricamente no interior dunha envolvente metálica. Véxase a figura 5.3.

A bóla actúa como unha lente que concentra os raios solares sobre unha tira de cartolina tratada especialmente co fin de non deteriorarse coa chuvia e para que se



Figura 5.3. Heliómetro tipo Campbell-Stokes

queime sen arder. Esta introdúcese nunhas rañuras da envoltura metálica. Cando os raios solares queiman a cartolina, deixan unha traza que dá unha medida da duración da insolación diaria expresada en horas e cuartos de hora. Deberá instalarse nun lugar onde non se proxecte sombra de edificios ou árbores en ningunha época do ano.

■ Instrumentos para medi-la radiación

A medida do fluxo radioactivo solar incidente sobre unha superficie é difícil pola calibración e estabilidade requiridas no instrumento de medida. Ós instrumentos de medi-la radiación dánselles varios nomes: piranómetros, radiómetros, fotómetros, actinógrafos, etc.

Os sensores adoitan estar dispostos de forma horizontal, excepto os pirheliómetros, que están orientados continuamente para intercepta-los raios solares sobre superficies nas que inciden de maneira perpendicular.

A enerxía radiante pódese determinar mediante varios métodos:

- 1) Qumentamento dunha superficie adecuada.
- 2) Resposta dunha superficie fotoelétrica.
- 3) Cambio fotoquímico dunha substancia.

Entre os distintos tipos, pódese cita-lo piranómetro. Mide a radiación semiesférica global, polo xeral sobre unha superficie horizontal (véxase a figura 5.4). Suprimindo a radiación directa cun disco parasol, pódese medi-la radiación difusa.

O seu elemento fundamental é unha termopila sobre a que incide a radiación a través de dúas cúpulas semiesféricas de vidro. Adoitan incorporar sales para absorbe-la humidade dentro da cúpula.

As unidades da radiación son W/m^2 (vatios por cada metro cadrado) no Sistema Internacional de unidades.



Figura 5.4. Piranómetro

5.4. Precipitación

A cantidade total de precipitación durante un período dado vén expresada pola altura de auga que cubriría un plano horizontal, supoñendo que non houbera escoorrentía, infiltración nin evaporación. Esta altura exprésase habitualmente en milímetros ou en litros por metro cadrado (un litro de auga nun metro cadrado de superficie ten unha altura dun mm).

A exactitude das medidas de chuva vese afectada polo vento, a altura do pluviómetro sobre o chan (en España sitúanse a 1.5 m) e, en menor grao, pola superficie receptora. Os erros debidos ó vento poden chegar en casos extremos ó 50%. As perdas por salpicaduras e evaporación poden alcanza-lo 2%.

■ Pluviómetros

Nas estacións manuais (non automáticas) o pluviómetro componse dun recipiente cilíndrico, aberto e co eixe vertical que termina pola súa parte superior nun bordo de latón de fío cortante. O cilindro remata por abaixo nunha especie de embude cónico, que na súa extremidade inferior leva unha espita; ó abrir esta, a chuva recollida durante un determinado período transvásase a recipientes graduados. Coñecendo a superficie da base circular do cilindro, obtense a cantidade de chuva caída por unidade de superficie no terreo da zona. A dimensión normal da superficie colectora antes citada nestes instrumentos acostuma ser de 200 cm².

Hoxe en día os pluviómetros das estacións automáticas son do tipo cazoliñas basculantes (véxase a figura 5.5). A auga de chuva é recollida por un primeiro embude superior dotado dunha embocadura metálica mecanizada con gran precisión.

A auga recollida é guiada ata un segundo embude cun sistema de rebordo destinado a diminuí-los efectos da inercia antes de alcanza-las cazoletas basculantes. A primeira cazoleta bascula despois de recoller unha cantidade de auga dada. O seu volume está en función da calibración do instrumento. Ó bascular as cazoliñas, péchase momentaneamente un relé e ademais a segunda cazoleta colócase para recolle-la auga procedente do embude. Unha vez cheas as cazoliñas, basculan en sentido contrario, co que se produce un novo contacto de relé e repítese o ciclo. Cada baleirado da cazoliña equivale a 0,1 ou 0,2 mm, dependendo da sensibilidade do pluviómetro.



Figura 5.5. Pluviómetro de cazoliñas

■ Nivómetros

A neve pódese medir con nivómetros ou ben medindo a altura da capa de neve sobre o chan. Con ventos que excedan de 5 m/s, a precisión dos nivómetros decrece rapidamente.

O equivalente en auga de neve é, por termo medio, 1 cm de neve igual a 1 mm de auga; pode variar entre 0.3 e 2.5 mm, segundo a densidade.

5.5. Presión

Nun nivel determinado, a presión atmosférica é igual ó peso da columna de aire existente enriba deste nivel. A nivel do mar, o seu valor normal considérase de 1.013 hPa (1 atmosfera). A presión mídese con barómetros baseados en distintas tecnoloxías.

Nas estacións automáticas o barómetro ou sonda de presión colócase normalmente no interior dun armario para protexelo da intemperie e para evitar variacións bruscas de presión por efectos aerodinámicos.

Para comparar distintas estacións, adóitase reduci-la presión a un mesmo nivel, xa que hai fórmulas que relacionan a presión coa altitude.

6. Radares e satélites meteorolóxicos

O primeiro satélite meteorolóxico foi lanzado ó espacio o 1 de abril de 1960. Hoxe en día son elementos imprescindibles na descrición do estado actual da atmosfera e instrumentos moi valiosos á hora de elaborala predicción. De tódolos xeitos, non deixan de ser ferramentas complementarias á análise dos mapas en superficie e altura, configuracións isobáricas e isohipsas, respectivamente.

En xeral, pódese dicir que os satélites meteorolóxicos nos subministran información sobre a cobertura nubosa de distintas zonas do planeta, así como das diferencias térmicas entre as superficies continentais, acuáticas e nubosas.

Os radares meteorolóxicos son o complemento adecuado e eficaz dos satélites, xa que debido á alta resolución temporal e espacial permiten un estudio máis detallado das estruturas atmosféricas que producen precipitación, proporcionando información sobre a súa intensidade, natureza, distribución, posición e movemento, características que son de vital importancia na detección, seguimento e predicción de fenómenos adversos.

6.1. Satélites meteorolóxicos

6.1.1. Tipos

Satélite é todo obxecto ligado gravitacionalmente a un planeta. En realidade, ambos corpos móvense en torno ó centro de gravidade do sistema, o que case coincidirá co centro do planeta, no noso caso a Terra.

Existen dous tipos de órbitas dos satélites fundamentais:

■ **Órbitas baixas, de tipo heliosíncrono.** Ata mediados dos anos 60 tódolos satélites ocupaban órbitas baixas, de altura sobre o solo duns centos de quilómetros e nunca superaban os 2.000 km de excentricidade variable. Máis recentemente séguense mantendo este tipo de órbitas por dúas razóns:

- A súa visión é excelente polo cerca que están da superficie terrestre. A relación precisión/resolución é a mellor, incluso con instrumentos de pequena apertura.
- Observan calquera punto da Terra, incluídos os polos.

■ **Órbitas de tipo xeostacionario.** Aproximadamente, se colocamos un satélite de xeito que o semieixe maior da súa órbita sexa igual a 6.6 radios terrestres, a terceira lei de Kepler di que o período é de 23 horas e 56 minutos. Desta forma, se a excentricidade da órbita é baixa e o satélite está situado na vertical do ecuador, pareceralle inmóbil a un observador no solo ó moverse o satélite segundo o movemento da Terra. Consecuentemente, o satélite terá as seguintes características:

- Presentará sempre o mesmo campo de visión e poderá exploralo con continuidade.
- Este campo de visión será moi extenso pola gran altura, un disco de aproximadamente a quinta parte da Terra.

As dúas órbitas son complementarias en teledetección.

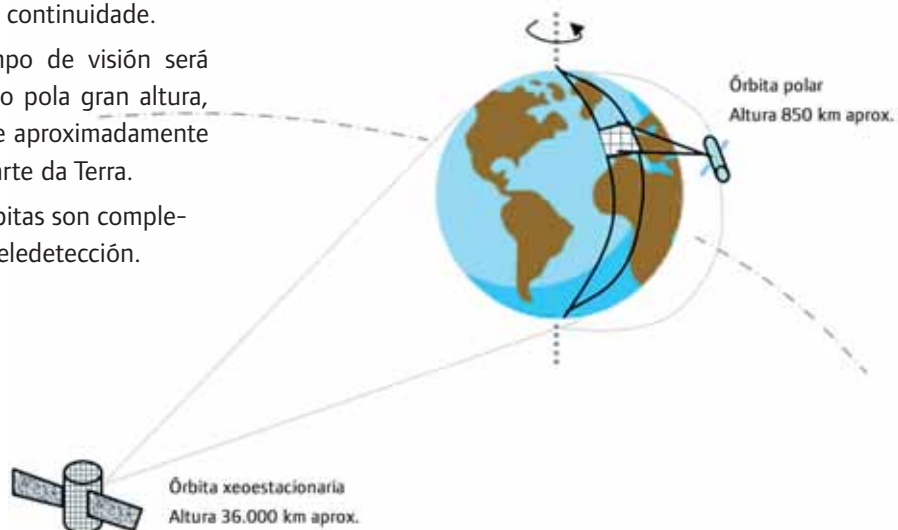


Figura 6.1. Satélites xeostacionario e heliosíncrono

6.1.2. O interese dos satélites en meteoroloxía

A descrición da nubosidade que pode ser realizada desde un observatorio terrestre é moi limitada se a comparamos con outras variables que poden medirse e analizarse.

Por outra parte, os progresos da predicción numérica puxeron de manifesto que a rede de observación baseada en observatorios en terra resultaba insuficiente para cubri-la necesidade de datos no estado inicial (análises), por ser de cobertura escasa e irregular. Tanto era así, que algunhas zonas da Terra presentaban boa cobertura con dúas radiosondaxes diarias, mentres que doutras non se dispoñía de ningunha información.

O cálculo de vento tamén se viu mellorado observando o movemento das masas nubosas. Por outra parte, a existencia de imaxes infravermellas permite deriva-las temperaturas do solo e das nubes.

6.1.3. Instrumentos

En función das características de deseño, distínguense dous tipos de instrumentos para:

Imaxes: Están destinados ó recoñecemento de estruturas (nubosas ou non), de forma visual ou con axuda de ferramentas automáticas.

Sondaxes: Están destinados a produtos xeofísicos derivados. Denomínanse así porque os produtos de instrumentos de sondaxe (perfís atmosféricos) son en meteoroloxía os de maior interese, pero os produtos poden ser de todo tipo.

6.1.4. Imaxes do Meteosat

Durante os últimos 25 anos, os satélites xeoestacionarios, e en particular o Meteosat, ofreceron información crucial para realiza-las prediccións meteorolóxicas e para fins investigadores nunha gran variedade de campos, como a meteoroloxía, climatoloxía, agricultura e vixilancia medioambiental.

A velocidade angular de rotación do Meteosat é igual á da Terra. Está situado sobre o ecuador, e permanece nese mesmo punto respecto á superficie terrestre, a 35.800 km de altitude, fóra da atmosfera, na intersección do meridiano 0° e o ecuador, sobre a vertical dun punto do golfo de Guinea.

O sistema completo do Meteosat componse do satélite propiamente dito, dunha estación de seguimento, telemetría e adquisición de datos, situada cerca de Darmstadt, en Alemaña, e dun sistema de ordenador de terra no Centro Europeo de Operacións Espaciais da mesma cidade.

As imaxes son matrices de números nas que cada termo representa o valor de brillo dun pixel identificado por unha fila e unha columna relativas á súa posición dentro da matriz. De forma xeral, pódense asimilar a fotografías cando se representan en vídeo ou papel, aínda que non o son. A matriz de números debe ir acompañada dos datos de navegación e calibración que constitúen unha información auxiliar básica que permite situar xeograficamente os termos da matriz.

Co Meteosat pódese dispoñer de tres tipos de imaxes fundamentais captadas por un radiómetro multispectral:

■ **Imaxe visible (VIS):** captada na banda do espectro $0.4\text{--}1.1\ \mu\text{m}$, é como unha fotografía dende o espacio. A resolución é de $2.5\ \text{km}$ na zona ecuatorial.

■ **Imaxe infravermella (IV):** captada na banda $10.5\text{--}12.5\ \mu\text{m}$, dá conta da diferenza de temperatura entre as superficies. Os tons escuros corresponden a temperaturas altas; os tons claros, a temperaturas baixas, como as nubes altas, por exemplo. Cada media hora recíbese unha imaxe IV, captada ás horas e ás medias en punto. A importancia destas imaxes radica en que se reciben tanto de día como de noite. Detectan moi ben as formacións nubosas (excepto as nubes baixas) e as diferenzas térmicas do solo. A resolución neste caso é inferior á visible ($5\ \text{km}$).

■ **Imaxe de vapor de auga (VA):** de 5.7 a $7.1\ \mu\text{m}$. As imaxes do visible e do infravermello que se estudaron nos apartados anteriores proveñen das bandas do espectro nas que a atmosfera é relativamente transparente. De maneira inversa, pódese sacar partido dunha das numerosas rexións de absorción que resulten das características absorbentes dos gases que constitúen a atmosfera. Neste sentido, os intervalos do espectro nos que a radiación terrestre é absorbida polo vapor de auga atmosférico presentan un gran interese para os meteorólogos.

O valor total da radiación emitida na correspondente banda espectral está composto de distintas fontes: a superficie terrestre, as nubes e o resto da atmosfera. Sen embargo, na banda considerada, a capacidade de absorción do vapor de auga é

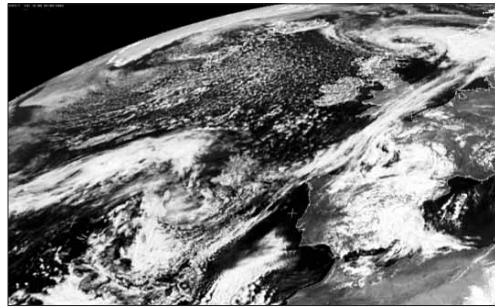


Figura 6.2. Imaxe visible do Meteosat do día 8/5/03 ás 12 UTC

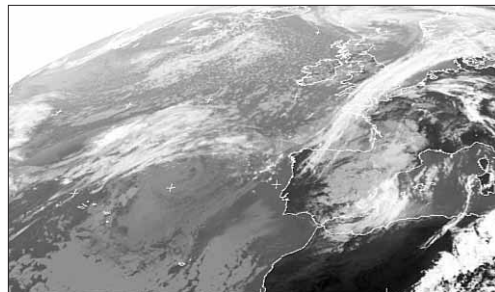


Figura 6.3. Imaxe infravermella do Meteosat do día 8/5/03 ás 12 UTC

tan forte que as achegas que proveñen da superficie e das capas baixas da troposfera son, en xeral, absorbidas por completo. Non sempre é este o caso, sobre todo con tempo moi claro, cando a atmosfera está moi seca e a superficie terrestre está fría ou en zonas de elevada altitude, pero en conxunto a enerxía radiante medida provén sobre todo da troposfera media e superior. O gris escuro e o negro corresponden a temperaturas elevadas, o que implica ambiente seco en tódolos niveis ou humidade só en niveis baixos. A cor gris media ou clara levará consigo ambiente relativamente húmido na troposfera media e superior. O branco puro corresponde a humidade a tódolos niveis ou nubes densas a altitudes media e alta. As zonas de elevada humidade tradúcense nunha temperatura de radiación máis débil.

Por último, cómpre subliñar que se adoitan aplicar falsas cores ás imaxes co fin de resalta-las distintas estruturas nubosas ou, por exemplo, para distinguir mellor a terra do mar.

A finais de agosto de 2002 foi lanzado o novo Meteosat, chamado MSG-1, que é un satélite de segunda xeración. A distribución ós usuarios finais comezou o 30 de abril de 2003. Aumentan o número de bandas espectrais, a frecuencia de envío de imaxes (de 30 a 15 minutos) e a resolución destas. Para máis información sobre este satélite, pódese consulta-lo seguinte enderezo: www.eumetsat.de.

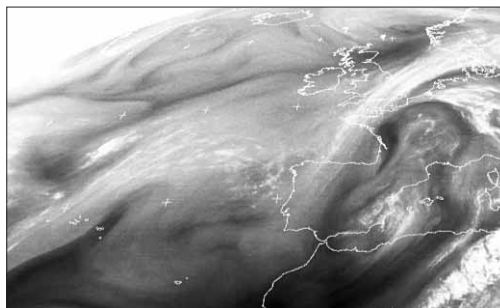


Figura 6.4. Imaxe de vapor de auga do Meteosat do día 8/5/03 ás 12 UTC

6.2. Radares

Radar é o acrónimo da expresión inglesa *radio detection and ranging*, é dicir, detección e determinación da posición dun obxecto por medio de ondas de radio ou electromagnéticas.

Os radares converten a enerxía eléctrica en electromagnética, de forma que libe-ran grandes cantidades de enerxía en períodos moi curtos de tempo, chamados pul-sos. Estes pulsos de enerxía via-xan polo espacio ata encontraren un obxecto, branco, que lles devolve parte da enerxía emitida polo radar cara ó sistema receptor. Esta enerxía devolta polo branco é o que se denomina eco. Debido a que o radar xera o sinal que máis tarde recibe, é considerado un sensor remoto activo.

Para os radares meteorolóxicos de vixilancia, os brancos son os hidrometeoros (gotas de chuva, copos de neve, sarabia, etc.), capaces de devolver suficiente ener-

xía como para ser detectados polo receptor. Toda a enerxía que non proceda dos bancos é considerada como ruído, ben sexa proveniente do espazo, de obstáculos ou dos propios equipos.

Non tódolos radares consideran como brancos o mesmo tipo de partículas, xa que os radares de investigación e de física de nubes teñen como brancos as gotiñas de nube, mentres que os radares de vixilancia do tráfico aéreo pretenden localiza-las aeronaves. Por todo isto, calquera sinal procedente de brancos meteorolóxicos é considerado como ruído para outros radares.

Co avance das tecnoloxías, os radares convertéronse en máis potentes, cos seus feixes máis estreitos, receptores máis sensibles e transmisores coherentes. Isto fixo que se usen tanto para realizar mapas da superficie terrestre como da superficie doutros planetas.

A aplicación do radar á meteoroloxía data de hai máis de 55 anos, pero foi durante os últimos 35 anos cando se puxo de manifesto a súa potencialidade mellorando sensiblemente a súa utilización como consecuencia do avance das comunicacións e do desenvolvemento informático para a adquisición e tratamento dos datos.

O radio de acción dos radares que existen na actualidade en España está arredor dos 240 quilómetros.

Algúns dos datos que se poden obter do uso dos radares meteorolóxicos son os seguintes:

- ▮ Mapas de intensidade de precipitación para distintas altitudes.
- ▮ Mapas de altitude máxima de ecos.
- ▮ Mapas de ecos máximos e altitude destes.
- ▮ Estructura vertical dos sistemas de precipitación.
- ▮ Mapas de precipitación acumulada en períodos específicos de tempo, etc.

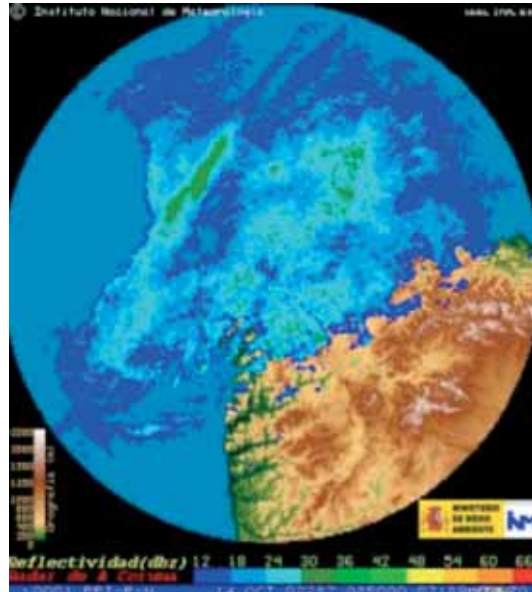


Figura 6.5. Imaxe do radar do INM situado na provincia da Coruña correspondente ó día 14/10/02

7. Prediccións e modelos meteorolóxicos

O aire é un fluído e, como tal, o seu comportamento réxese polas leis da mecánica de fluídos. A predicción meteorolóxica é o proceso en que, partindo dunhas condicións iniciais do estado da atmosfera, se chega despois da resolución dunhas ecuacións (de mecánica de fluídos) ó estado final da atmosfera. Este resultado dado pola resolución das ecuacións ten que ser valorado e modificado no caso pertinente por un predictor humano.

Así de sinxelo e así de complicado é o proceso de predicción. Sinxelo porque as súas etapas son claras, complicado porque hai certos problemas inherentes a ela que agora se van tratar de expoñer:

- | Incerteza das condicións iniciais
 - | Non linearidade do sistema
 - | Coñecemento insuficiente das leis da física relacionadas coa turbulencia, microfísica de nubes, termodinámica do non equilibrio, entre outras.
 - | As ecuacións que hai que resolver non poden ser resoltas por métodos analíticos, polo que cómpre empregar potentes ordenadores.
 - | Outros problemas referentes ós métodos de resolución das ecuacións que logo se tratarán.
 - | A medida que aumenta o período da predicción, a fiabilidade diminúe.
- A continuación introducirase o concepto de modelo meteorolóxico.

7.1. Modelos meteorolóxicos

O sistema de ecuacións comentado anteriormente é o que se chama modelo meteorolóxico. Este sistema forma parte dun programa informático que se encarga ademais da súa resolución. Os datos de entrada destes modelos que caracterizan o estado inicial da atmosfera proveñen de:

■ **Radiosondaxes:** mediante o lanzamento de globos sonda mídense distintas variables a distintas alturas: presión, temperatura, humidade, velocidade e dirección do vento. Ascende ata uns 20 km e logo estoupa, xa que ó ir encontrando presión máis baixa, sofre unha dilatación.

■ **Observacións:** neste grupo están os datos obtidos non só das estacións meteorolóxicas, senón tamén de avións, barcos, boias... O problema coas observacións é de dous xéneros. Por unha banda, as observacións non están igualmente repartidas, pois hai moitas máis no hemisferio norte ca no hemisferio sur. Por outra parte, os modelos necesitarían os valores das observacións nos puntos que coinciden cos puntos da malla. Ó non habelos, cómpre interpolar. Todos estes factores conducen á incerteza nas condicións iniciais.

■ **Datos de satélite e outra información, como poden se-los datos radar.**

7.2. Tipos de modelos

■ Modelos climáticos

As escalas temporais van dende as estacionais ás de centos de anos. Estes modelos incorporan, xunto coa atmosfera, outros subsistemas, como os océanos, xeos, etc., porque a estas escalas é moi importante ter en conta a súa interacción.

■ Modelos globais de circulación xeral

Empréganse para predicción a medio prazo (unha ou dúas semanas). Só teñen a compoñente atmosférica co subsistema solo incluído. Ademais das parametrizacións dos procesos físicos, empeza a cobrar máis importancia a formulación precisa das condicións iniciais.

■ Modelos de área limitada

Utilízanse para prediccións a curto prazo (un ou dous días). É esencial dispoñer dunhas condicións iniciais que sexan o máis precisas posible, mentres que outras parametrizacións moi custosas, como a radiación, poden simplificarse, xa que afectan pouco ás escalas temporais pequenas.

■ Modelos de mesoscala

Empréganse para prediccións a moi curto prazo (de varias horas a un día). Indican un cambio substancial nas ecuacións ó relaxa-la hipótese de hidrostaticidade (aceleración vertical do aire nula), que dificilmente pode manterse en escalas temporais de horas e espaciais duns 10 km. Na figura 7.1 pódense ve-las saídas de vento e chuvia do modelo ARPS. Este modelo de mesoscala é un dos empregados por MeteGalicia (Consellería de Medio Ambiente – <http://meteo.usc.es>).

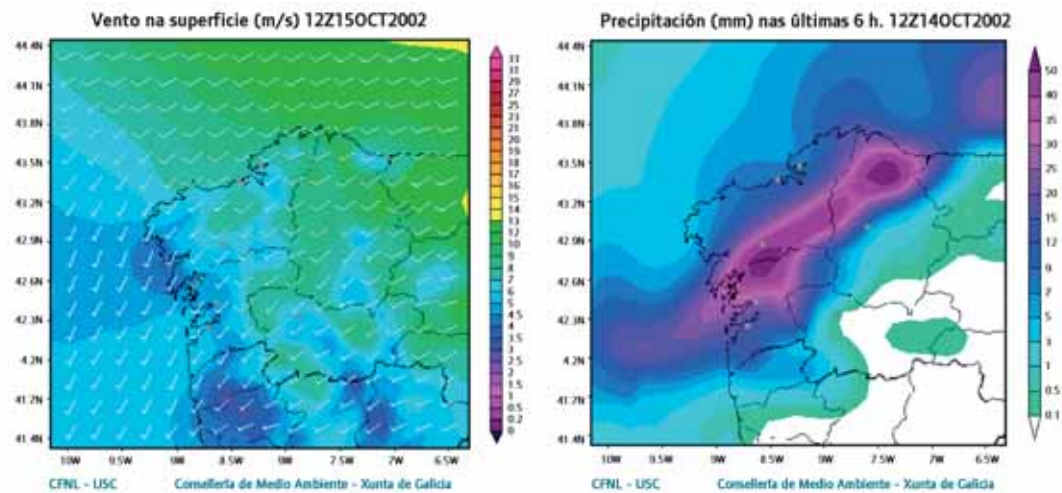


Figura 7.1. Saídas do vento e chuvia do modelo ARPS

7.3. Diferencia entre a predicción a curto prazo e a predicción climática

A predicción a curto prazo é un problema de valores iniciais, mentres que a predicción climática é un problema de condicións de contorno. Ademais, é esencial que un modelo climático teña unha parametrización da radiación que interactúe coas nubes, gases atmosféricos e aerosois modelizados. Tamén é moi importante facer unhas representacións realistas dos procesos que ocorren cerca da superficie terrestre nos modelos climáticos.

Incluso se só estamos interesados no clima dunha rexión particular da Terra, a natureza do sistema climático require que un modelo de clima teña un dominio global. Por suposto, a resolución dun modelo climático é moito menor cá dun modelo para predicción meteorolóxica.

Por último, cómpre sinalar que a predicción estacional é un problema sen resolver. De feito, é o intervalo no que a predicción está menos desenvolvida.

7.4. Intervención do predictor e verificación da predicción

O predictor utiliza os modelos meteorolóxicos no seu traballo diario como ferramentas para elabora-la predicción. Aquí hai que chama-la atención sobre a experiencia do predictor e o coñecemento da realidade climatolóxica da zona onde quere face-la predicción. Deste xeito, pode concluírse que canto mellor coñeza o clima, mellor poderá predici-lo tempo.

Unha vez feita a predicción meteorolóxica e publicada esta nos distintos medios, non remata aí o proceso, senón que cómpre verificala. Para esta finalidade establécense diferentes índices que dan a taxa de acertos nas distintas variables.

8. Introducción á climatoloxía de Galicia

Para entende-la circulación atmosférica nas latitudes en que se encontra Galicia (42° N - 44° N), cobra gran importancia estudar as masas de aire que condicionan os tipos de tempo e os centros de acción en superficie que afectan a esta rexión. Dependendo da situación destes centros de acción, así como das masas de aire involucradas, teranse distintas situacións sinópticas que afectan a Galicia. A sucesión destas situacións ó longo do tempo configuran o clima da Comunidade galega.

Unha masa de aire defínese como unha gran acumulación de aire na que as súas propiedades físicas, especialmente a súa temperatura, humidade e gradiente térmico vertical, presentan unha estrutura máis ou menos uniforme no sentido horizontal ó longo de centos de quilómetros.

Antes de continuar, cómpre recordar aquí o esquema da circulación xeral. Galicia atópase na zona tépida, entre a rexión polar e a subtropical. Esta zona de transición é o escenario de paso de borrascas que polo regular circulan por latitudes un pouco superiores, pero que as colas das fronte asociadas e elas atravesan Galicia. Isto é especialmente certo no caso das fronte frías.

As masas de aire clasifícanse segundo a súa procedencia. As que afectan a Galicia son: a Ártica marítima (Am), a Ártica continental (Ac), a Polar marítima (Pm), a Polar continental (Pc), a Tropical marítima (Tm) e a Tropical continental.

As masas marítimas, por esta-la súa rexión fonte ós océanos, son masas húmidas. As masas continentais son secas. En canto á temperatura, vén dada pola latitude da rexión fonte e pola época do ano.

Os centros de acción veñen caracterizados pola variable presión en superficie. Os que lle afectan á Comunidade galega son fundamentalmente tres: o anticiclón das Azores, a borrasca de Islandia e os anticiclóns térmicos de Centroeuropa.

O anticiclón das Azores forma parte dunha área de subsidencia que rodea o globo terráqueo en torno ós 30°. A converxencia existente en niveis altos arredor desta latitude xera subsidencia e diverxencia nos baixos niveis.

O anticiclón das Azores condiciona o movemento de borrascas cara ás costas galegas. A súa posición varía en función do movemento anual da Terra ó redor do Sol. En xeral, pode dicirse que en inverno baixa de latitude; isto permite que sistemas frontais atravesen Galicia, levando consigo nubosidade e precipitacións. No verán sobe de latitude, e Galicia queda protexida do paso de moitas borrascas que se moverán por latitudes superiores.

A depresión de Islandia está presente case permanentemente na circulación atmosférica. A súa orixe é dinámica e está alimentada de aire polar marítimo. Intensifícase no inverno.

Os anticiclóns térmicos centroeuropeos fórmanse en inverno debido ó arrefriamento do continente, trala continuidade de solos cubertos de neve e abundante irradiación. Estes anticiclóns poden dar lugar a invasións de aire polar continental; nestes casos rexístranse temperaturas moi baixas, incluso neve.

As distintas configuracións atmosféricas, condicionadas en parte pola posición dos centros de presión antes indicados, son o que se chama situacións sinópticas. Non obstante, non é a presión o único factor que cómpre ter en conta para definir un tipo de tempo, senón que tamén hai que considera-la situación en altura, por exemplo: a superficie xeopotencial de 500 mb. Non se vai dar aquí posto que cae fóra dos límites de interese deste curso unha clasificación das situacións sinópticas que afectan a Galicia; simplemente serán comentadas algunhas delas, en concreto, as que máis repercusión teñen no clima galego.

Deste xeito, témo-lo caso dun anticiclón centrado na península no mapa de superficie, ás veces con estabilidade aumentada pola existencia dunha dorsal en altura. Galicia está protexida de calquera perturbación atlántica, polo que queda sen precipitacións.

No caso da existencia dunha gota fría situada ó sueste ou sudoeste da península, a primeira orixinaría precipitacións fortes na Comunidade valenciana; a segunda, nas serras de Cádiz. Ningunha traería chuvias para Galicia, que, en xeral, gozaría de bo tempo.

Outra situación que, polo regular, tampouco produce precipitacións é a de fluxo de nordés, ocasionada pola colocación dun anticiclón ó norte da península. Galicia gozará dun tempo seco e soleado, agás na Mariña, onde pode haber nubosidade de estancamento e mesmo chuvias febles.

Unha borrasca ó oeste ou sudoeste de Irlanda dará lugar a fluxo do sudoeste. En altura o fluxo é do oeste ou do sudoeste. Esta situación sinóptica fai que Galicia quede baixo a influencia das fronteas asociadas á baixa en superficie, e a que máis frecuentemente causa chuvia en Galicia, sobre todo no litoral atlántico. No caso dunha advección do oeste, tamén adoitan producirse precipitacións.

O fluxo do noroeste con frecuencia está orixinado pola existencia dunha borrasca centrada ó norte das Illas Británicas e dun anticiclón ó oeste de Lisboa. Se prevalece a borrasca sobre o anticiclón, haberá precipitacións en Galicia; no caso contrario, serán menos probables.

As adveccións de norte, acompañadas de valgadas febles centradas na península en altura tamén dan lugar a precipitacións.

De tódolos xeitos, aínda que estas son unhas liñas xerais, débese sinalar que non hai dúas situacións absolutamente iguais, de forma que a variedade de tempos asociados é inmensa.

A frecuencia de aparición destas situacións sinópticas condiciona o clima galego, con diferencias substanciais entre uns anos e outros, que configuran a variabilidade interanual do clima en Galicia. Como consecuencia, hai anos catalogados como chuviosos, outros como secos, etc.

Esta variabilidade apréciase se se representan as anomalías de precipitación con respecto á media do período considerado. Na figura 8.1 obsérvanse valores tanto por

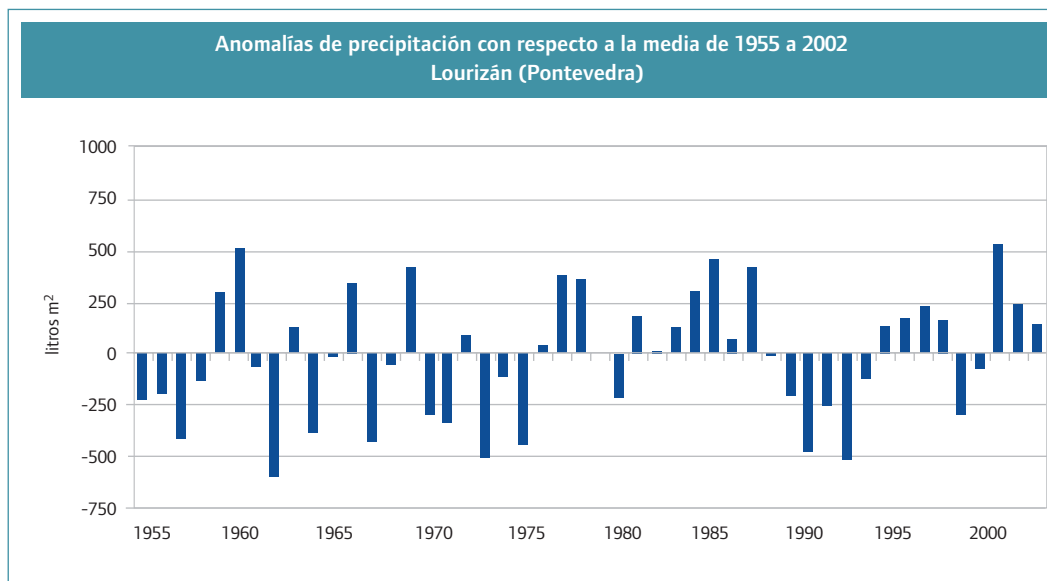


Figura 8.1. Anomalías de lluvia en Lourizán (Pontevedra)

defecto como por exceso sobre a media, e non se aprecia ningunha tendencia clara, aínda que se percibe un aumento dos anos con anomalías positivas a partir de 1980.

Na seguinte gráfica amósase a serie de anomalías da temperatura media (desviacións da temperatura respecto á media de 1955 a 2001) en Lourizán (Pontevedra). Obsérvase como hai unha tendencia positiva a partir de comezos dos anos oitenta, algo que tamén se aprecia no resto de Europa.

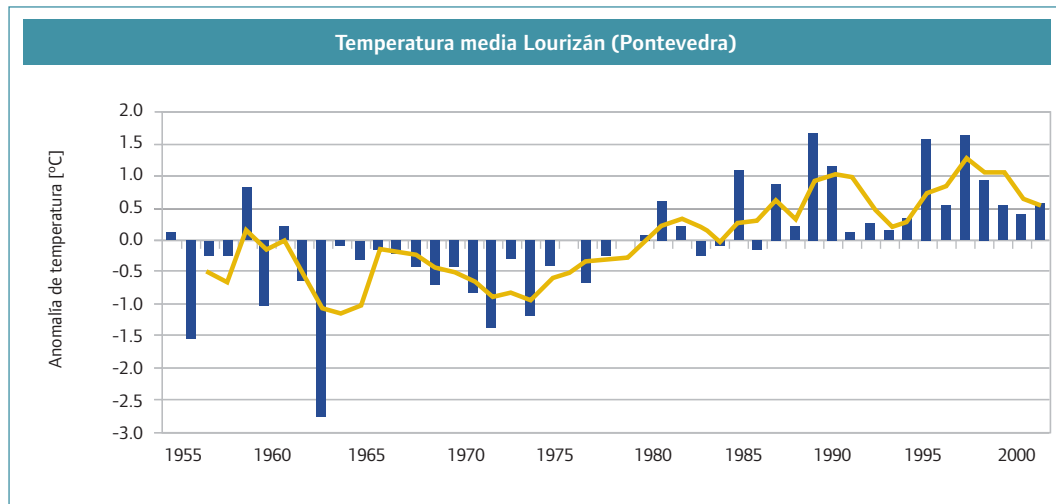


Figura 8.2. Anomalías da temperatura media en Lourizán (Pontevedra), 1955-2001

Ademais das situacións sinópticas, hai outros factores que configuran o clima en Galicia, así como os grandes contrastes entre unhas áreas e outras, de forma que a partir de agora xa non falaremos dun clima galego, senón de distintos climas. Estes factores condicionantes son os seguintes:

- A proximidade ó mar; así, poderíamos distinguir entre unha zona costeira con baixo número de días de xeadas e temperaturas suaves, e unha zona interior de clima máis próximo ó continental. Ademais, o efecto suavizante do mar vese reforzado pola existencia da corrente cálida chamada a Deriva do Atlántico Norte, que ten a súa orixe na corrente do Golfo.
- O factor máis relevante é, non obstante, a orografía: «a maior achega de chuva en Galicia ten unha orixe frontal e topográfica, e non son tan determinantes o nivel de presión ou a distancia ós centros depresionarios» (Castillo Rodríguez, F., 2000).

En xeral, pode dicirse que as precipitacións son maiores cás que corresponderían debido a un factor orográfico potenciador. De tódolos xeitos, esta aseveración haberá que concretala, o que se fará a continuación.

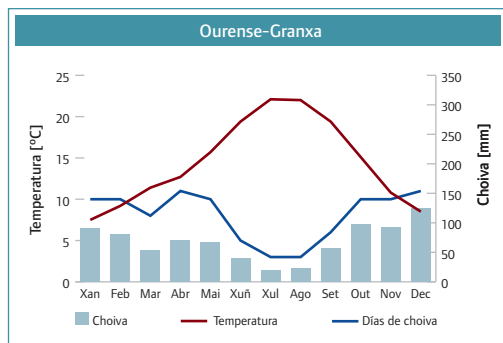
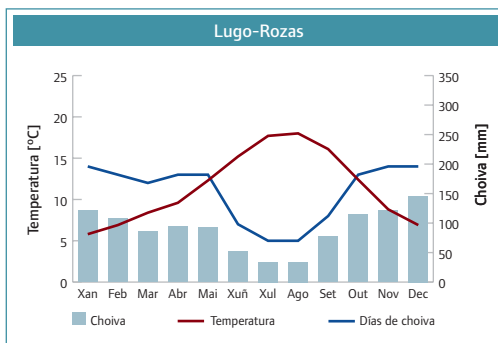
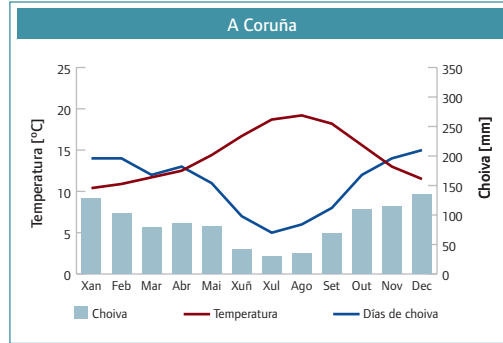
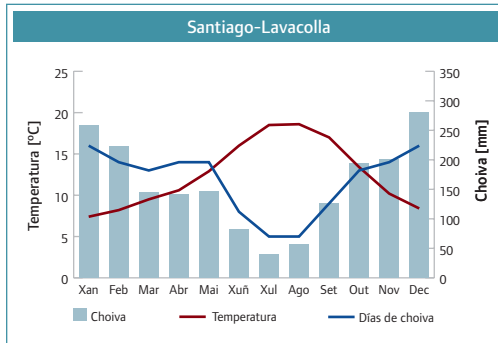
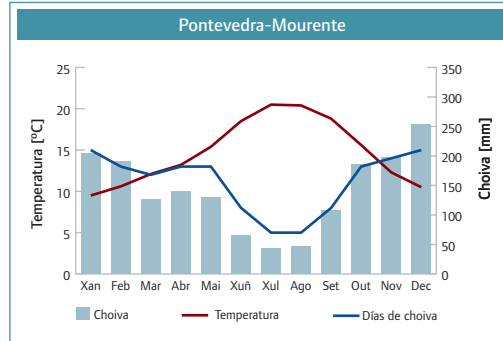
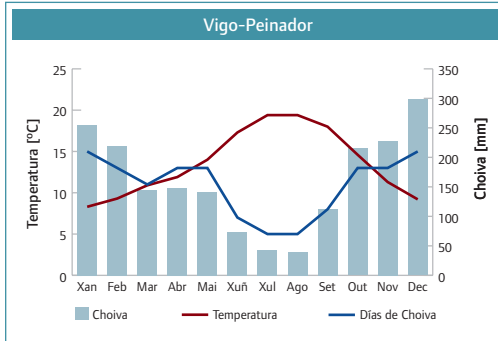
Cando unha fronte se achega polo Atlántico, encóntrase con alturas moi próximas á costa, que roldan os 1.000 metros. Estas serras fan que a barlovento delas as precipitacións aumenten. A sotavento destas alturas hai sombras pluviométricas. Deste xeito, O Carballiño, por exemplo, é unha das zonas máis secas de Galicia. Este efecto föhn existe tamén, aínda que é de menor intensidade, no Xistral coas situacións de sudoeste, de forma que cando se dá esta situación, hai chuvias en toda Galicia, agás na Mariña luguesa. En canto ás serras orientais e sudorientais, aínda que contan con alturas moito máis grandes (Os Ancares, por exemplo: 2.000 metros), non sofren tanto este efecto porque as fronteas xa descargan moita auga antes de acadalas.

Noutro polo témo-las fosas tectónicas, tanto interiores como costeiras. As interiores constitúenas A Terra Chã, Maceda, A Limia, O Bolo, O Barco de Valdeorras e Sarria-Lemos, e teñen como característica fundamental a de posuír un clima máis continental. Nas costeiras –Padrón, Caldas, Tui, As Pontes de García Rodríguez, Meirama e Carballo– non se encontran efectos diferenciadores cos contornos dos arredores.

Outros factores condicionantes que soamente se citarán aquí son: a circulación termohalina, as interaccións terra-atmosfera e biosfera-atmosfera.

Por último, preséntanse os climogramas correspondentes a Vigo, Pontevedra, Santiago de Compostela, A Coruña, Lugo e Ourense. Os datos proceden do Instituto Nacional de Meteoroloxía. Estes gráficos indican, para cada mes, os valores medios de chuvia, o número de días de chuvia e a temperatura.

Climogramas



9. O clima a través do tempo. Cambios climáticos

9.1. Variabilidade natural do Clima. Causas

O clima da Terra, dende a súa formación, sufriu unha continua evolución, pasando por períodos máis estables e por períodos de cambios climáticos máis bruscos. Segundo datos obtidos a partir de mostras de xeo antártico, actualmente atopámonos no cuarto período interglaciar dos últimos 400.000 anos.

Os últimos dez mil anos reciben o nome de holoceno e forman parte do cuaternario. O holoceno é unha época interglaciar, e este é o período ó que nos imos restrinxir. Dende a última glaciación, hai uns 10.000 a 15.000 anos, chamada glaciación Würm, as temperaturas mantivéronse cunha tendencia cara ó calentamento progresivo. Hai uns 12.000 anos, tras unha etapa fría, seguiu un período húmido e cálido chamado boreal (8.000-5.000 a. C.). Posteriormente (5.000-3.000 a. C.) predominou un período frío de neoglaciación denominado atlántico, onde o aumento de temperatura se acentúa, cunha temperatura media entre un e dous graos máis baixa ca na actualidade. Este fenómeno está comprobado polo estudio das turbeiras do Xistral (Martínez-Cortizas, A., 1999). Ademais, nesta época houbo un avance dos glaciares de montaña europeos e unha baixada do nivel do mar.

A partir de entón, o clima nas distintas rexións foi bastante similar ó actual. Malia iso, cabe destaca-lo período húmido e cálido na época do Imperio Romano (0-500 d. C.). Neste período produciuse unha subida do nivel do mar, comprobada nos restos dos castros situados preto da costa, por exemplo o de Baroña. Os invernos eran moi suaves, con temperaturas entre dous e tres graos máis altas ca na actualidade.

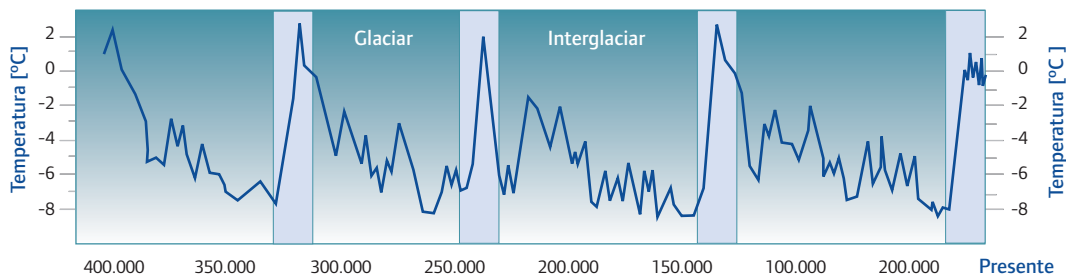


Figura 9.1. Datos procedentes do estudio dos xeos antárticos (modificado de Petit et al., 1999)

Esta etapa foi seguida dunha fase fría na que os bárbaros baixaron de latitude fuxindo do avance do xeo sobre as súas terras. Trátase do período frío altomedieval. Nesta época a penetración no Mediterráneo de aire moi frío proveniente do continente centroeuropeo causou considerables perdas nos cultivos destas zonas. En Galicia deuse unha situación contraposta, cun clima moi cálido e húmido, de xeito que se puideron cultivar cítricos e aceite. Por outra parte, estes cítricos eran de fácil comercialización ó non haber produción mediterránea.

A continuación, entre o 700 d. C. e o 1.200 d. C., predominou unha fase cálida, que coincidiu coa propagación da peste por Europa. Tamén foi nesta época cando os viquingos chegaron a Grenlandia e dedicáronse alí á agricultura. De feito, Grenlandia significa «terra verde».

Nos anos que seguiron, o clima foi arrefriando; é o que se chama Pequena Idade do Xeo, que abarca dende o século XV ó XVIII, (existen discordancias entre distintos autores en canto ó comezo e ó remate). Nesta época a temperatura foi de ata 2.5 graos máis baixa cá actual. Produciuse o avance de glaciares escandinavos, alpinos e pirenaicos. En inverno case tódolos ríos europeos se conxelaban. É a época dos famosos mercados do xeo, que se facían enriba do Tâmesis. En España, o comercio da neve era un negocio moi rendible; creáronse neveiras por todas partes, especialmente na zona mediterránea.

Dende 1840, o clima queceu, en xeral, con fases de claro quentamento, como entre 1880 e 1950, e fases de arrefriamento, como entre 1950 e 1970. A partir desta década estase producindo un quentamento global.

Comezaremos por aborda-los mecanismos que conducen á variabilidade natural do clima, é dicir, os factores non antropoxénicos. Estes factores naturais pódense dividir en: factores astronómicos e terrestres.

9.1.1. Factores naturais

a) *Factores astronómicos*

O factor último que marca o clima é o Sol. Polo tanto, parece claro que variacións na enerxía interceptada pola Terra poden xerar cambios no clima. Milutin Milánkovitch, nos anos 20 do século pasado, sinalou como causas das variacións de insolação da terra as seguintes:

▮ O eixe de rotación terrestre fluctúa entre 21.5° ata os 24.5° en períodos de 41.000 anos. Canto maior sexa a inclinación, máis extremas serán as estacións nos dous hemisferios.

▮ A forma da órbita terrestre cada 100.000 anos alóngase e encóllese. Malia ser este un factor de influencia feble, cómpre sinalar que cando a elipse presenta a súa excentricidade máxima, extrémase as estacións nun hemisferio e modéranse noutro.

▮ A precesión do eixe de rotación da Terra, que describe unha circunferencia completa cada 25.790 anos. Prodúcese unha intensificación das estacións cando a máxima inclinación do eixe de rotación da Terra coincide coa máxima distancia ó Sol.

Ademais, hai que sinalar como factor astronómico a variación no brillo do Sol. Os ciclos de actividade solar dependen das manchas solares, que son zonas escuras e relativamente frías na superficie do Sol. O número de manchas solares non é constante e aumenta e diminúe en ciclos de aproximadamente 11 anos. A actividade solar presenta outro ciclo de 80 anos, denominado ciclo de Gleissberg. Como consecuencia, a enerxía que alcanza a superficie externa da atmosfera, chamada constante solar, non é tan constante.

b) *Factores terrestres*

Debido ás erupcións volcánicas, as cinzas entran en suspensión na atmosfera e permanecen durante anos, producindo unha diminución da temperatura media da atmosfera. Un efecto similar conseguiríase tralo impacto dun meteorito. As erupcións volcánicas aumentan tamén as concentracións de CO_2 na atmosfera.

As inversións magnéticas causarían tamén un arrefriamento da Terra, porque no proceso de inversión debilítase o campo magnético e a maior presenza de raios cósmicos levaría a un aumento da nubosidade na troposfera.

A disposición dos continentes e a tectónica de placas inflúen tamén na variabilidade climática. Se os continentes se manteñen baixos en latitude, o océano tende a dulcifica-lo clima, porque a auga, ó ter maior capacidade calorífica, conserva mellor a calor e evita a aparición de xeos permanentes.

O ciclo do carbono é moi complexo. Neste apartado tratarase a produción e destrución do CO² de forma natural sen intervención humana.

A diminución da concentración do CO² na atmosfera débese principalmente ó océano. É maior a cantidade de CO² que pasa á atmosfera canto maior sexa a temperatura. Os seres vivos de superficie fixan o carbono para a formación do seu esqueleto; ó morreren, descenden ó fondo do mar e, con eles, o carbono, pasando a formar parte da cortiza terrestre. As plantas tamén fixan o carbono.

9.1.2. Factores antropoxénicos

De todo o exposto anteriormente, dedúcese que sempre houbo cambios. O que se trata de dilucidar agora é se o cambio é ou non inducido pola actividade contaminante do home.

De tódolos xeitos, non hai que esquecer-la enorme complexidade do sistema atmosférico e dos procesos de retroalimentación que teñen lugar no seu seo. Son estes factores os que rodean de incerteza o cambio climático. Non obstante, aínda que se coñecesen os resultados dun cambio climático a escala global, o paso destes resultados ás consecuencias a escala rexional é aínda un paso de xigante, polo de agora sen resolver.

Comezase aquí por explica-lo tan famoso *efecto invernadoiro*: en condicións de equilibrio radioactivo, a enerxía recibida do Sol e a irradiada en forma de ondas máis longas infravermellas é a mesma. Os gases que citaremos a continuación, chamados gases de efecto invernadoiro, captan esta radiación infravermella, de forma que o equilibrio radioactivo se ve alterado e, xa que logo, a temperatura da Terra aumenta. Os principais gases de efecto invernadoiro son o vapor de auga e o CO₂, xunto coas partículas das nubes: gotas de auga, aerosois e cristais de xeo. Outros menos importantes son o ozono, o metano, o óxido nítrico e os CFC (clorofluorcarbonados).

Mención á parte merecen os aerosois, que son partículas microscópicas existentes no aire. Os aerosois troposféricos derivan dos combustibles de orixe fósil e da combustión de biomasa. Poden reflectir-la radiación solar e levar a un arrefriamento. Teñen unha vida moito menor cós gases de efecto invernadoiro, polo que as súas concentracións responden de forma moito máis rápida ós cambios nas emisións.

Non imos entrar aquí a estudia-los procesos de retroalimentación, pois caería fóra dos límites desta obra, pero si daremos unhas notas tomadas da avaliación do Grupo Intergubernamental de Expertos sobre o cambio climático (setembro de 2001).

Os cambios fundamentais detectados durante o século XX na atmosfera, no clima e no medio biolóxico foron os seguintes:

- Aumento do nivel medio do mar en 1-2 mm.

- ▮ Diminución das capas de xeo en ríos e lagos, nas latitudes medias e altas no hemisferio norte.
- ▮ Fusión, quentamento e degradación nas zonas polares, subpolares e rexións montañosas.
- ▮ Diminución da extensión da capa de neve nun 10% dende que se rexistran observacións por satélite nos anos 60.
- ▮ Diminución na extensión e grosor do xeo mariño no Ártico.
- ▮ Maior frecuencia de fenómenos asociados co El Niño
- ▮ Desprazamentos de plantas, insectos e paxaros cara a latitudes máis altas.
- ▮ Adianto da floración, chegada das primeiras aves, época de cría e aparición de insectos no hemisferio norte.

O IPCC (*Intergovernmental Panel for Climate Change*) formulou distintos escenarios de emisións. Para todos eles, prevese que as concentracións de CO₂ aumenten, a temperatura media da superficie do planeta se incremente entre 1.4 °C e 5.8 °C no período 1990-2100, e o nivel do mar suba no século XXI, todo isto con moitas variacións rexionais.

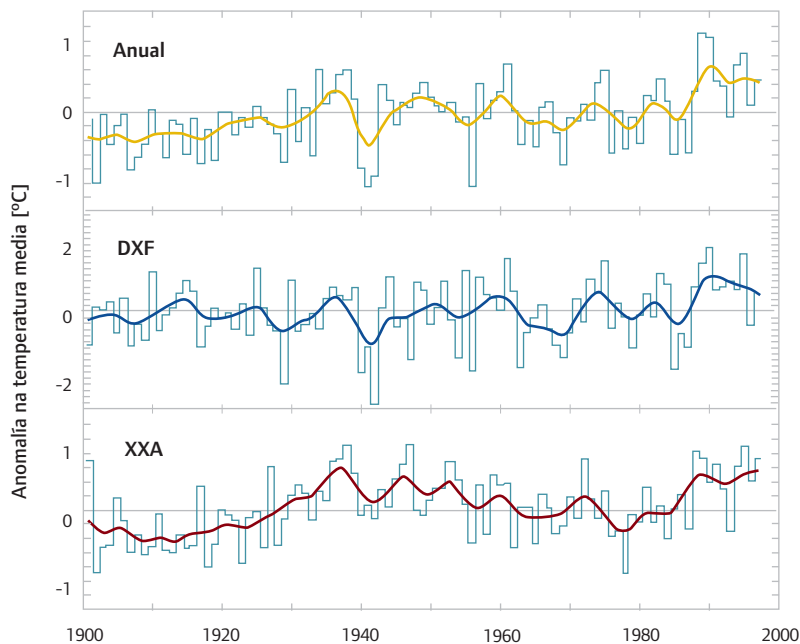


Figura 9.2. Anomalías da temperatura media europea (anual, inverno e verán) 1901-1995 con respecto á media 1961-1990. Datos do Centro de Distribución de Datos do IPCC

Espérase que a precipitación media anual aumente en todo o mundo e sexa máis variable, e que os glaciares e as capas de xeo continúen a súa retirada xeneralizada.

Hai que ter en conta, ademais, a inercia do sistema climático e ecolóxico. Así, aínda que as concentracións atmosféricas de CO₂ e outros gases de efecto invernadoiro se estabilizasen, a temperatura seguiría aumentando nunhas décimas de grao por século, durante un século ou máis, e o nivel do mar tamén seguiría incrementándose.

Como se pode deducir de todo o dito anteriormente, o cambio climático é un tema de candente actualidade e unha cuestión científica de primeira magnitude que necesitará de moito tempo e recursos para obter respostas a tantas preguntas e incertezas.

Bibliografía

- BALLESTER, M. (1993). *Meteorología. Física del aire*. Editorial Eudema Universidad.
- BARRY, R. G. e CHORLEY, R. J. (1999). *Atmósfera, tiempo y clima*.
- CASTILLO F. (2000). *Estudio sinóptico e analítico da precipitación en Galicia*. Tese de doutoramento. Universidade de Santiago de Compostela.
- CONSELLERÍA DE MEDIO AMBIENTE. *Anuarios climatolóxicos de Galicia*. Centro de Desenvolvemento Sostible. Xunta de Galicia.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L., e REIJA, A. (1994). *Tiempo y clima en España*. Editorial Dos-sat-2000.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA. *Calendarios meteorolóxicos*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Medio Ambiente.
- MARTÍNEZ CORTIZAS, A. e PÉREZ ALBERTI, A. (Eds.) (1999). *Atlas climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.
- MEDINA, M. (1976). *Meteorología básica sinóptica*. Editorial Paraninfo.
- MEDINA, M. (1988). *Iniciación a la meteorología*. Editorial Paraninfo.
- MORÁN, F. (1984). *Apuntes de termodinámica de la atmósfera*. Sección de Publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología.
- NEUKAMP, E. (1991). *El tiempo. Guía de la naturaleza*. Editorial Everest.
- PETIT, J. R. (1999). *Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostock ice core, Antarctica*. Nature, 339: 429-436.
- TWIST, C. (1996). *Miniguía tiempo y clima*. Editorial Molino.
- VOITURIEZ, B. (1991). *La atmósfera y el clima*. RBA editores.
- WATTS, A. (1997). *Manual del tiempo*. Ediciones Tutor.

Enderezos web de interese

- <http://www.siam-cma.org>
- <http://meteo.usc.es>
- <http://www.emasnet.org>
- <http://www.inm.es>
- <http://www.wmo.ch>
- <http://www.gencat.es/servmet/smc/inf.htm>
- <http://www.infomet.fcr.es/>
- <http://www.euskadi.net/meteo>
- http://www.gva.es/ceamet/index_explorer.html
- <http://www.wetterzentrale.de>
- <http://www.met-office.gov.uk/index.html>
- <http://www.meteored.com>
- <http://www.eumetsat.de>



XUNTA DE GALICIA

CONSELLERÍA DE MEDIO AMBIENTE
Centro de Desenvolvemento Sostible

