

POLITEXT

M. Carmen Casas Castillo  
Marta Alarcón Jordán

# Meteorología y clima

EDICIONS UPC

La presente obra fue galardonada en el quinto concurso  
"Ajuts a l'elaboració de material docent" convocado por la UPC.

Primera edición: diciembre de 1999

Diseño de la cubierta: Manuel Andreu

© los autores, 1999

© Edicions UPC, 1999  
Edicions de la Universitat Politècnica de Catalunya, SL  
Jordi Girona Salgado 31, 08034 Barcelona  
Tel.: 934 016 883 Fax: 934 015 885  
Edicions Virtuals: [www.edicionsupc.es](http://www.edicionsupc.es)  
e-mail: [edupc@sg.upc.es](mailto:edupc@sg.upc.es)

Producción: CPET (Centre de Publicacions del Campus Nord)  
La Cup. C. Gran Capità s/n, 08034 Barcelona

Depósito legal: B-50.578-99  
ISBN: 84-8301-355-X

Quedan rigurosamente prohibidas, sin la autorización escrita de los titulares del copyright, bajo las sanciones establecidas en las leyes, la reproducción total o parcial de esta obra por cualquier medio o procedimiento, comprendidos la reprografía y el tratamiento informático, y la distribución de ejemplares de ella mediante alquiler o préstamo públicos.

## Prólogo

El libro que tienen en sus manos aborda uno de los temas de las ciencias de la naturaleza de mayor actualidad finalizando el siglo XX. Qué duda cabe que la preocupación de la humanidad por los efectos posibles de la actividad humana sobre el clima de la Tierra ha hecho de su conocimiento uno de los mayores focos de atención de carácter pluridisciplinar.

*Efecto invernadero, cambio climático, agujero de ozono*, por ejemplo, son conceptos que repetidamente aparecen en los medios de comunicación, que todo el mundo parece conocer pero que, sin embargo, son tratados la mayor parte de las veces de forma incorrecta. Desde un punto de vista elemental, el lector encontrará aquí una forma adecuada de tratamiento, junto con otros muchos temas de interés.

Si se hiciera una encuesta sobre cómo el hombre percibe el clima, y su cambio, los resultados indicarían mayoritariamente que es por medio de la temperatura y de la precipitación. Desde un punto de vista más preciso, los científicos acostumbramos a decir que el clima lo percibimos por medio de la atmósfera, pese a que quede determinado por los intercambios de energía que se producen entre las diferentes partes del planeta. No debe resultar extraño, por lo tanto, que las autoras comiencen su libro tratando la atmósfera y los fenómenos que en ella tienen lugar. Es importante conocer primero los fenómenos naturales que se producen en nuestra atmósfera, en definitiva la meteorología, para posteriormente comprender mejor qué papel juegan en el clima y cómo quedarían afectados por un cambio futuro.

Finalmente cabe indicar que no es corriente encontrar libros de esta temática en lengua no inglesa. Las autoras han asumido un cierto riesgo, que debemos agradecer, al proponerse hacer el esfuerzo de publicar un texto como éste, de un nivel intermedio, que puede, además, cumplir funciones de divulgación. Los especialistas en la materia no encontrarán nada nuevo, pero con toda seguridad les resultará difícil evitar referenciarlo o recomendarlo a sus alumnos. Los que por primera vez se introduzcan por la senda del tiempo y del clima hallarán en él una gran cantidad de temas muy populares que, si bien están tratados sin excesiva profundidad y, por lo tanto, de forma comprensible, se hallan adecuadamente desarrollados. Sólo me queda desear que después de su lectura den el salto a obras más profundas y nos acompañen en el fascinante mundo de la meteorología y del clima.

Sergio Alonso Oroza  
Catedrático de Meteorología  
Universitat de les Illes Balears

**Agradecimientos:**

Queremos agradecer al Dr. Sergio Alonso la revisión del texto, así como sus sugerencias y comentarios que han mejorado sensiblemente la redacción original. Así mismo agradecemos al Dr. Jerónimo Lorente, al Dr. Ángel Redaño y a la Dra. Anna Àvila su colaboración y sus consejos. Queremos también dar las gracias a nuestros compañeros Raúl Rodríguez, Joan Soler y Xavier Navarro por su ayuda y disposición en todo momento. Por último, agradecemos a nuestros estudiantes Juan Carlos Moreno y Pere Guerrero su colaboración en la elaboración del programa y la adaptación a Visual Basic.

## Índice

### 1 Características generales de la atmósfera

1.1	Regiones y extensión. Distribución de la temperatura y la masa .....	13
1.1.1	La troposfera.....	15
1.1.2	La estratosfera, la mesosfera y la termosfera.....	16
1.2	Composición del aire.....	18
1.2.1	El aire seco .....	18
1.2.2	Los compuestos del nitrógeno.....	19
1.2.3	Los compuestos del azufre.....	21
1.2.4	Los compuestos del carbono.....	22
1.3	El agua .....	22
1.4	El aerosol atmosférico .....	23
1.5	Contaminación del aire .....	25
1.5.1	La formación de <i>smog</i> .....	27
1.5.2	El dióxido de carbono .....	27
1.5.3	Los clorofluorocarbonos (CFC).....	28
1.5.4	La lluvia ácida.....	28

### 2 Radiación

2.1	Introducción a las leyes generales .....	33
2.1.1	El espectro electromagnético. Absorción de energía radiante .....	34
2.1.2	La radiación del cuerpo negro.....	36
2.1.3	Ley de Kirchhoff.....	40
2.2	La radiación solar.....	43
2.2.1	El ozono en la estratosfera.....	47
2.3	La radiación terrestre .....	48
2.3.1	El efecto invernadero .....	50
2.3.2	Emisión y absorción de onda larga .....	52

2.4	Balance de energía.....	53
2.4.1	Balance energético anual.....	56
2.4.2	Balance en la atmósfera y en el espacio exterior .....	58
2.4.3	Balance en la superficie terrestre .....	59
2.5	Temperatura efectiva.....	61

### 3 El movimiento atmosférico

3.1	Dinámica atmosférica .....	63
3.2	El movimiento horizontal.....	64
3.2.1	El gradiente horizontal de presión.....	64
3.2.2	La fuerza de Coriolis.....	66
3.2.3	El viento geostrófico.....	68
3.2.4	Movimiento ciclónico y anticiclónico .....	70
3.2.5	Fuerzas de rozamiento .....	71
3.3	Los movimientos verticales del aire: ascendencias y descendencias .....	73
3.4	Circulaciones .....	74
3.4.1	La brisa marina y la terrestre .....	74
3.4.2	Los monzones.....	75
3.4.3	El viento de montaña y el de valle.....	76
3.5	La circulación general atmosférica.....	77
3.5.1	Características generales .....	77
3.5.2	El frente polar .....	83
3.5.3	La corriente en chorro.....	83
3.6	Las corrientes oceánicas .....	84

### 4 Fenómenos meteorológicos

4.1	La humedad terrestre.....	87
4.2	Principales procesos termodinámicos en la atmósfera.....	88
4.2.1	El enfriamiento por contacto .....	89
4.2.2	La mezcla .....	90
4.2.3	El enfriamiento dinámico .....	91
4.3	Estabilidad e inestabilidad del aire .....	94
4.3.1	El gradiente estático de temperatura .....	94
4.3.2	Condiciones de estabilidad e inestabilidad.....	95
4.4	Efectos orográficos .....	98
4.5	Tiempo y precipitación .....	101
4.5.1	El tiempo en los anticiclones .....	101
4.5.2	El tiempo en las depresiones .....	102

4.5.3 Tipos de precipitación .....	107
4.6 Fenómenos violentos .....	109
4.6.1 Las tormentas .....	109
4.6.2 Los tornados .....	114
4.6.3 Los huracanes .....	115

## 5 Física del clima

5.1 El sistema climático .....	117
5.2 Mecanismos de realimentación .....	119
5.2.1 Realimentación positiva hielo-albedo .....	120
5.2.2 Realimentación positiva <i>efecto invernadero</i> del vapor de agua .....	120
5.2.3 Realimentación negativa temperatura-radiación de onda larga .....	121
5.2.4 Realimentación de las nubes .....	121
5.2.5 Realimentación atmósfera-océano .....	122
5.3 Alteraciones en el sistema climático .....	122
5.3.1 Las variaciones de Milankovitch .....	123
5.3.2 La actividad solar .....	125
5.3.3 Las erupciones volcánicas .....	126
5.3.4 Desertización, deforestación y variaciones en el uso del suelo .....	128
5.3.5 <i>El Niño</i> .....	129
5.3.6 Aumento del dióxido de carbono .....	133
5.3.7 Disminución del ozono estratosférico .....	135

## 6 Modelización del clima

6.1 Introducción .....	141
6.1.1 Interacciones aire-mar .....	142
6.2 Clasificación de los modelos .....	144
6.3 Modelos de balance de energía (MBE) .....	146
6.3.1 El modelo cerodimensional .....	146
6.3.2 El modelo unidimensional .....	150
6.4 Práctica de simulación del clima con el programa MBE .....	153

<b>Bibliografía</b> .....	157
---------------------------	-----

<b>Índice alfabético</b> .....	159
--------------------------------	-----

## Bibliografía

ÀVILA, A. *Time trends in the precipitation chemistry at a montane site in Northeastern Spain for the period 1983-1994*. Atmospheric Environment 30, pp. 1363-1373, 1996.

ÀVILA, A.; ALARCÓN, M. *Rain chemistry and related meteorological situations at a rural site in NE Spain for the period 1983-1994*. Atmospheric Environment (en prensa).

BARRY, R.G., CHORLEY, R.J. *Atmósfera, tiempo y clima*. Barcelona, Omega, 1980.

BATTAN, L.J. *El tiempo atmosférico*. Barcelona, Omega, 1976.

BESSEMOULIN, P.; BRICARD, J.; FONTAN, J.; MANTERO, F.J. *Quaderns d'ecologia aplicada. Contaminació atmosfèrica i meteorologia*. Barcelona, Servei del Medi Ambient, Diputació de Barcelona, 1983.

CASAS, M.C., CODINA, B., REDAÑO, A., LORENTE, J. *A methodology to classify extreme rainfall events in the Western Mediterranean area*. Theoretical and Applied Climatology (en prensa).

COVEY, C. *Órbita terrestre y períodos glaciales*. El Clima. Libros de Investigación y Ciencia. Barcelona, Prensa Científica, S.A., 1991

DOMÉNECH, X. *Química atmosférica. Origen y efectos de la contaminación*. Madrid, Miraguano Ediciones, 1991.

HALTINER, G.J.; MARTIN, F.L. *Dynamical and physical meteorology*. Nueva York, McGraw-Hill, 1957.

HANSEN, J.; RUSELL, G.; LACIS, A.; RIND, D.; STONE, P. *Climate response times: dependence on climate sensitivity and ocean mixing*. Science 229, pp. 857-859, 1985.

HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. *Introducción a los modelos climáticos*. Barcelona, Omega, 1990.



HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.

HOUGHTON, J.T.; CALLANDER, B.A.; VARNEY, S.K. *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.

HOUGHTON, J.T.; MEIRA FILHO, L.G.; BRUCE, J.; HOESUNG LEE; CALLANDER, B.A.; HAITES, E.; HARRIS, N.; MASKELL, K. (eds.) *Climate Change 1994. Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge, 1995.

HOUGHTON, J.T.; MEIRA FILHO, L.G.; CALLANDER, B.A.; HARRIS, N.; KATTENBERG, A.; MASKELL, K. (eds.) *Climate Change 1995. The Science of Climate Change Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.

HUFTY, A. *Introducción a la climatología*. Barcelona, Ariel, 1984.

IRIBARNE, J.V., CHO, H.-R. *Atmospheric Physics*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 1980.

LIBROS DE INVESTIGACIÓN Y CIENCIA. *El clima*. Barcelona, Prensa Científica, S.A., 1991.

McINTOSH, D.H., THOM, A.S. *Meteorología básica*, Alhambra, 1983.

O'HARE, G., SWEENEY, J. *The Atmospheric System*. Oliver & Boyd, 1986.

PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. *Physics of climate*. Nueva York, American Institute of Physics, Library of Congress Cataloging-in-Publication Data, 1992.

RONDAY, F.C. *Aspects physiques des interactions air-mer*. Lieja, Institut de Recherches Marines et d'Interactions Air-Mer, 1990

SCHNEIDER, S.H. *Un clima cambiante*. El Clima. Libros de Investigación y Ciencia. Barcelona, Prensa Científica, S.A., 1991

STRAUSS, W.; MAINWARING, S.J. *Contaminación del aire. Causas efectos y soluciones*. México, Trillas, 1990.

## Índice alfabético

### A

- Absorbancia, 37, 40-41, 49, 52
- Absorción, 142
- Aceleración centrípeta, 70
- Adiabática
  - saturada, 92, 95-97
  - seca, 92-93, 95-98
- Aerosol, 18, 23-25, 126-127
  - higroscópico, 90
- Agujero de ozono, 135-137
- Aire seco, 18, 92
- Albedo, 43-44, 57, 62, 120-122, 128-129, 146, 150-153
- Alisios, 78-79, 85, 129
- Altostrato, 105
- Anticiclón, 30, 70-72, 79-82, 95, 101, 116
- Argón, 18
- Arquímedes, véase *empuje hidrostático*
- Ascenso
  - adiabático, 91
  - forzado, 74, 92
  - libre, 92
- Atmósfera libre, 68

### B

- Baja, 70
  - polar, 102
  - térmica, 102
- Balance energético, 25, 42, 53-62, 117, 147-148, 150
- Baroclínica, teoría de la onda, 102
- Brisa,
  - marina, 74-75
  - terrestre, 74-75
- Browning, 113

### C

- Calima, 101
- Calor, 33, 150
  - específico, 74, 87, 145
  - latente, 54-57, 76, 87, 92, 128, 131, 152
  - sensible, 54, 55, 143
- Calmas ecuatoriales, zona de las, 79
- Cambio climático, 28, 123, 139
- Capa fronteriza, véase *capa límite planetaria*
- Capa límite planetaria, 15, 115, 118-119, 122, 142, 145
- Capacidad calorífica, 74, 84, 147
- Carga eléctrica, 17, 112-113
- Célula convectiva, 75, 77, 109-111, 116
- Centro
  - de altas presiones, 65, véase *anticiclón*
  - de bajas presiones, 65, véase *depresión*
- Chinook, 99
- Ciclo hidrológico, 87
- Ciclón, 70-72
  - tropical, véase *huracán*
- Circulación, 17
  - general, 77-79
  - local, 74-76
- Cirro, 105
- Cirrostrato, 105
- Clima, 25, 28, 79, 84, 117-118, 152
- Clorofluorocarbonos, 28, 135
- Coefficiente de enfriamiento adiabático, 92
- Compresión, 95, 102
- Compuestos 18, 23
  - del azufre, 19, 21
  - del carbono, 19, 22
  - del nitrógeno, 19, 29
- Condensación, 23, 25, 87-94

Conducción, 33  
 Constante de Planck, 34  
 Constante solar, 54, 124, 146, 148, 153  
 Constituyentes, 18  
   menores, 18-20  
   Principales, 20, 22, 27  
 Contaminación, 25-26, 29  
 Contaminantes, 26, 93, 99  
 Convección, 14, 73-74, 92, 110-111, 131  
 Convergencia, 71-73, 101  
 Coriolis, véase *fuera de Coriolis*  
 Corriente  
   en chorro, 15-17, 83-84, 106  
   en *jet*, véase *corriente en chorro*  
   oceánica, 84-85  
 Cúmulo, 94, 105-106  
 Cúmulonimbo, 94, 105, 107-109  
 Curva de estado del ambiente, 94-98  
 Curvas IDF, 108

## D

Deforestación, 123, 128  
 Densidad, 13, 16, 63-64, 75  
 Deposición, 21-23, 30, 89-90  
   húmeda, 25  
   seca, 22, 25  
 Depresión, 31, 70-72, 102  
   frontal, 102-106  
 Desertización, 123, 128, 142  
 Dilatación, véase *expansión*  
 Dinámica, 63  
 Dióxido  
   de azufre, véase *compuestos de azufre*  
   de carbono, 18, 22, 26-27, 128, 133-134, 142-143  
 Disipación, 104, 110-111  
 Divergencia, 72-73, 101

## E

Efecto  
   Föhn, 98-100  
   invernadero, 120-122, 128, 134-135, 145, 147, 152  
*El Niño*, 85, 123, 129-133  
 Emisividad, 40, 59, 61  
 Emitancia, 36  
 Empuje hidrostático, 64, 97  
 Energía, 16, 23, 27, 63, 87, 92, 117, 133  
 Enfriamiento, 88

  dinámico, 91-92  
   radiativo, 89-90  
 Equilibrio, 122, 148, 153  
   dinámico, 65  
   fotoquímico, 47-48  
   hidrostático, 63-64  
   radiativo, 37, 48-49, 51, 60  
   térmico, 38-39, 41  
 Escarcha, véase *punto de escarcha*  
 Espectro electromagnético, 34-35  
 Estabilidad, 94-98  
 Estrato, 90-91  
 Estratopausa, 17  
 Estratosfera, 14, 16, 18-22, 28, 126, 135, 139  
 Evaporación, 22, 87  
 Excentricidad, de la órbita terrestre, 123-125  
 Exosfera, 17  
 Expansión, 76, 102  
   adiabática, 91-92

## F

Ferrel, 79  
 Fuerza  
   bárica, 63-66, 68-71  
   de Coriolis, 63-64, 66-71, 78-79  
   de inercia, 66  
   de la gravedad, 13, 63-64  
   de rozamiento, 63, 71, 98  
 Frecuencia, 33-34, 107-108  
 Frente, 73-74  
   cálido, 103-106  
   frío, 103-106  
   ocluido, 103-106  
   polar, 83-84, 102-103  
 Fricción, véase *fuerza de rozamiento*  
   capa de, 68, 91  
 Fusión, 88-89

## G

Garbí, 75  
 Gota de aire frío, 102, 106-107  
 Gota fría, véase *gota de aire frío*  
 Gradiente  
   de presión, 63-66, 68-70  
   estático de temperatura, 94  
 Granizo, 101, 109, 113

Gravedad, véase *fuerza de la gravedad*

## H

Hadley, 78

Halley, 77

Halo, 105

Heterosfera, 14

Hielo, 88-89

Homosfera, 14, 18

Humedad, 87-92

Huracán, 102, 109, 115-116

## I

Indiferente, equilibrio, 97

Inestabilidad, 94-98

condicional, 97

Intensidad de precipitación, 107-109

Intervalo de recurrencia, véase *período de retorno*

Inversión de temperatura, 94-96, 101-102

Inversión térmica, véase *inversión de temperatura*

Ionosfera, 17, 18

Irradiancia, 36

Isóbaras, 64-66, 69-71

Isoterma

de 0°C, 110-112

## J

Jet, véase *corriente en jet*

## K

Kirchhoff, ley de, 40-41

## L

Ladera de

barlovento, 99

sotavento, 99-101

Latitud, 68-69, 78-82

Línea de turbonada, 113-114

Lluvia, 22, 25, 101

ácida, 25, 28-30

Ludlam, 113

## M

Magnetosfera, 14, 18

Mesosfera, 14, 16-17

Meteosat, imágenes, 81-82, 104

Mezcla, 14, 18, 84, 87-88, 90-91

Milankovitch, variaciones de, 123

Momento cinético, conservación del, 78-79

Monzones, 75-76

Movimiento, 15, 18, 29, 63-65

anticiclónico, 70

ciclónico, 70

ciclostrófico, 71

vertical, 16, 22, 72-74

## N

Niebla

de advección, 90

de mezcla, 91

de radiación, 90

Nieve, 101

Nimbostrato, 105

Nitrógeno, véase *compuestos del nitrógeno*

Nivel

de condensación por elevación, 93

de convección libre, 97-98

Núcleos

de Aitken, 23, 25

de condensación, 23, 25, 90

gigantes, 23-24

grandes, 23-24

Nubes 15, 22-25

cumuliformes, 94, 105, 109

estratiformes, 90-91, 105

lenticulares, 100-101

Nubosidad de estancamiento, 99

## O

Oblicuidad, de la órbita terrestre, 123-124

Oclusión, véase *frente ocluido*

Ojo del huracán, 115-116

Ondas de montaña, 100-101

Oxígeno, 16-18, 27

Ozono, 16-17, 27-28, 123, 135-139

Ozonosfera, 16

## P

Parámetro de Coriolis, 68

Período de retorno, 108

Polución fotoquímica, 27

Poniente, véase *viento de poniente*  
 Precesión orbital, 123-125  
 Precipitación, 15, 23-25, 101, 107-111, 126, 131-132  
 Presión, 13, 48  
   de vapor, 87  
   de vapor saturante, 87-91  
   media a nivel del mar, 80  
 Punto  
   de escarcha, 89  
   de rocío, 90  
   triple, 88, 90

## R

Radar, imágenes de, 111  
 Radiación, 41, 142, 147  
   del cuerpo negro, 36  
   infrarroja, 151  
   solar, 42, 44-48, 117-118, 135  
   terrestre, 42, 48, 52  
   ultravioleta, 135  
*Rainout*, 23, 25  
 Realimentación, 119-123, 145  
 Reflectancia, 37  
 Reflectividad, 111, 144  
 Relámpago, 113  
 Rocío, véase *punto de rocío*  
 Rotor, 101  
 Ruptura del *jet*, 106

## S

Saturación, 87-90  
 Sistema climático, 117-119, 122, 141  
 Sobreenfriamiento, véase *subfusión*  
 Sobresaturación, 88, 91  
 Stefan-Boltzmann, ley de, 38, 147, 151  
 Subfusión, 88, 110  
 Sublimación, 89  
 Subsistencia, 72-73  
   inversión de, 94  
 Superficies  
   isobáricas, véase *isóbaras*  
   isostéricas, 102

## T

Temperatura, 13-17, 28  
   crítica, 149

  de equilibrio, 150  
   efectiva, 61  
 Termoclina, 129-131  
 Termosfera, 14, 16  
 Terral, véase *brisa terrestre*  
 Tiempo, 102-102  
   de respuesta, 117-119, 141  
 Tifón, 115  
 Tormenta, 106, 109-113  
 Tornado, 109, 114  
 Tramontana, 99  
 Transmitancia, 37  
 Transpiración, 87  
 Tropopausa, 14-16  
 Troposfera, 14-18, 21, 28, 126  
 Trueno, 113  
 Turbulencia, 74, 91

## V

Vapor de agua, 87-89, 120-121, 126, 135  
 Velocidad  
   de deposición, 25  
   de rotación de la Tierra, 67  
   del viento, 67-69  
 Ventana atmosférica, 52-53, 57-60  
 Viento  
   anabático, 76, 97  
   catabático, 76-77  
   de poniente, 78-79  
   del gradiente, 70  
   del oeste, véase *viento de poniente*  
   geostrófico, 68-71  
   subgeostrófico, 70  
   supergeostrófico, 70, 103

## W

*Washout*, 23, 25  
 Wien, ley de, 39

## Y

Yunque, 110-111, 113

## Z

Zona de convergencia intertropical, 79-82  
 Zona templada, 79

# 1 Características generales de la atmósfera

## 1.1 Regiones y extensión. Distribución de la temperatura y la masa

La atmósfera es la capa gaseosa que, por efecto de la fuerza de la gravedad, envuelve la superficie de la Tierra. Su densidad máxima se da sobre la superficie, también como consecuencia de esta fuerza, y decrece gradualmente con la altura hasta que se hace indistinguible del gas interplanetario. No existe, pues, un límite superior bien definido. Su composición química y estructura física y dinámica varían con la altura en función de la atracción gravitatoria, los procesos biogeoquímicos que tienen lugar en la superficie terrestre y la incidencia de la luz solar.

La presión en un punto determinado es el peso por unidad de superficie de la columna de aire que se encuentra por encima y está relacionada con la densidad mediante la ecuación de los gases perfectos

$$P = \rho RT$$

donde  $P$  es la presión,  $\rho$  es la densidad,  $R$  es la constante de los gases correspondiente al aire ( $R=287.05 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), y  $T$  es la temperatura absoluta. Al nivel del mar, la presión media de la atmósfera equivale a algo más de  $1 \text{ kg/cm}^2$  (que en las unidades utilizadas habitualmente en meteorología son unos 980 hPa). Para ser más exactos, la presión media al nivel del mar es de 1013.25 hPa, o también 1013.25 mbar (ya que numéricamente coinciden mbar y hPa). Dado que la masa situada por encima de un nivel determinado disminuye con la altura, la presión también lo hace, casi en la misma proporción.

Densidad y presión disminuyen exponencialmente con la altura y se reducen aproximadamente una mitad cada 5 km. Así, la mitad de la masa se encuentra por debajo de los primeros 5 km (500 hPa), el 90%, aproximadamente, por debajo de los primeros 20 km (100 hPa), y el 99.9% de la masa en los primeros 50 km (1 hPa). A 100 km la presión es de 0.001 hPa y solo una millonésima parte de la masa se encuentra por encima de este nivel. Esta fracción pasa a ser de  $10^{-13}$  por encima de los 1000 km. Teniendo en cuenta que el radio medio de la Tierra es de 6370 km, la atmósfera es realmente una capa muy delgada. Para hacernos una idea de cuánto, si nos imaginamos el planeta de

las dimensiones de una lámpara de papel en forma de globo, el grosor del papel se podría comparar con el grosor de la atmósfera.

La división vertical en regiones se puede hacer siguiendo diferentes criterios, como son la composición química, la densidad electrónica o la distribución de temperatura. Una primera clasificación, basada en la composición química, divide la atmósfera en dos capas, la *homosfera*, por debajo de los 100 km, en la que la composición química es esencialmente constante (excepto para algunos gases traza) debido a la mezcla que producen la turbulencia y la convección, y la *heterosfera*, por encima de los 100 km, en la que la composición química varía debido a que no se produce esta mezcla, y también debido a las condiciones de presión y temperatura y a la absorción de la luz más energética del Sol, que favorece los procesos de disociación del  $\text{CO}_2$ , el  $\text{O}_2$  y el  $\text{N}_2$ .

La división de la atmósfera en función de la variación de temperatura es particularmente importante y diferencia cuatro capas, como se muestra en la figura 1.1: la *troposfera*, la *estratosfera*, la *mesosfera* y la *termosfera*.

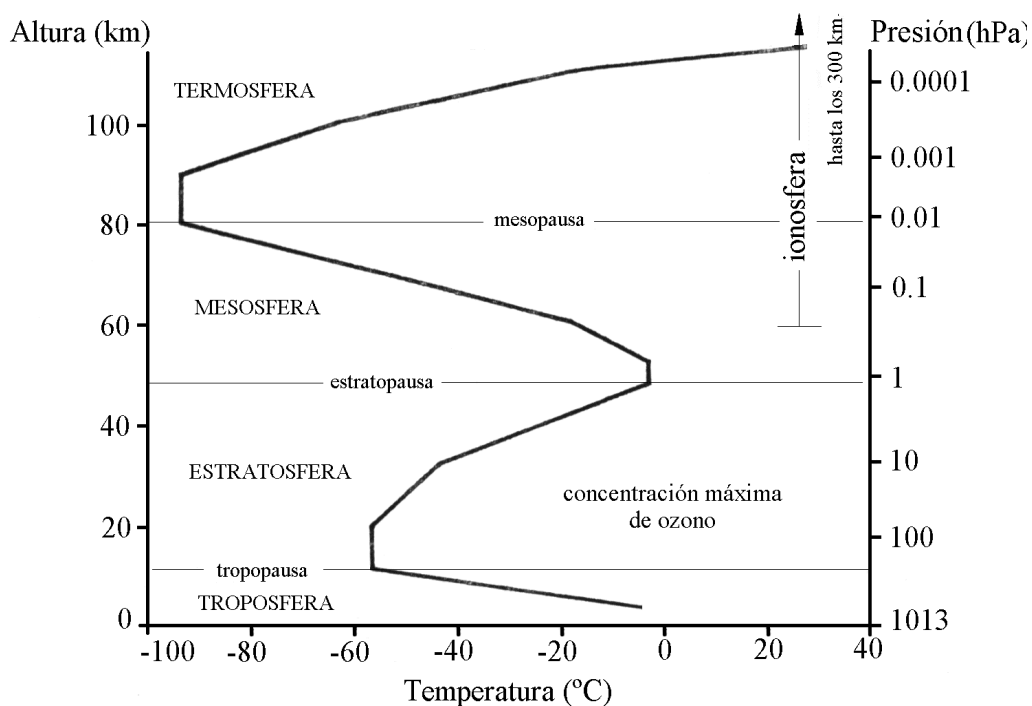


Fig. 1.1 Curva de variación de la temperatura en función de la altura. Se muestran también las diferentes capas en que se divide la atmósfera

### 1.1.1 La troposfera

Es la capa que está en contacto con la superficie. Se extiende hasta unos 10 km de altura, a lo largo de los cuales la temperatura disminuye a razón de unos 6 o 7 °C de media cada kilómetro. Así, la temperatura en su límite superior, llamado *tropopausa*, llega a ser de unos -50°C. En esta capa tienen lugar la formación de nubes y la precipitación. Entre la superficie y los 2-3 primeros km, se observan capas isotermas, en las que la temperatura se mantiene constante, o otras en las que la temperatura aumenta con la altura, llamadas *inversiones térmicas*.

En la troposfera, debido a las diferencias de calentamiento y a la disminución de la temperatura con la altura, se producen movimientos convectivos importantes, tanto verticales como horizontales. La influencia del terreno, debido a sus irregularidades y a la diferencia de calentamiento entre el día y la noche, es muy importante en la subcapa en contacto con la superficie terrestre, de 1 o 2 km de grosor, llamada *capa fronteriza* o *capa límite planetaria*. En esta subcapa, la turbulencia es también muy importante.

Dado que el aire en contacto con el ecuador se calienta más que el que se encuentra en contacto con los polos, la troposfera no es una capa uniforme, sino que es más gruesa sobre el ecuador (unos 18 km) que sobre los polos (unos 8 km), con una disminución progresiva (figura 1.2).

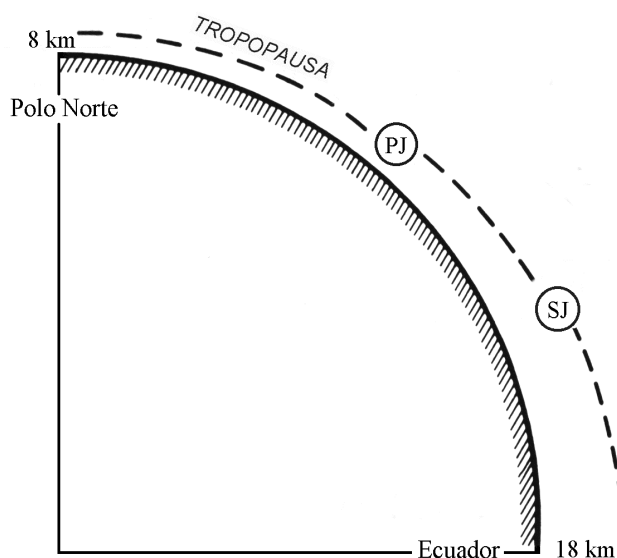


Fig. 1.2 La troposfera es más gruesa sobre el ecuador que sobre los polos. Se muestra también la localización de las dos corrientes en chorro, la polar (PJ) y la subtropical (SJ)



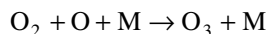
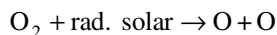
La tropopausa no es, por tanto, un estrato continuo de altitud uniforme. Esquemáticamente se puede dividir en tres regiones, que son simétricas en los dos hemisferios. La *tropopausa polar* cubre desde el polo hasta los 60° de latitud aproximadamente, con una altura entre 8 y 9 km y con temperaturas de -45 a -60 °C. Entre la tropopausa polar y la *tropopausa media* se encuentra la *corriente en chorro polar* (*polar jet stream*), con vientos de más de 100 km/h, que sigue aproximadamente el paralelo 60° N y 50-55° S, dependiendo de la evolución del frente polar (lo veremos en el capítulo 3). La tropopausa media llega hasta los 30° de latitud aproximadamente, con una altura de hasta 13 km y temperaturas de -55 a -70 °C. Está separada de la *tropopausa tropical* por la *corriente en chorro subtropical*. Finalmente se encuentra la tropopausa tropical, hasta el ecuador, que puede llegar hasta los 18 km de altura, con temperaturas entre -70 y -85 °C.

### 1.1.2 La estratosfera, la mesosfera y la termosfera

La *estratosfera*, por encima de la tropopausa, se extiende hasta los 50 km de altura, aproximadamente (fig. 1.1). En esta región, al contrario que en la troposfera, la temperatura aumenta con la altitud. Contiene la mayor parte del ozono (O<sub>3</sub>) atmosférico y este aumento de temperatura es debido, precisamente, a la absorción de la radiación ultravioleta del Sol (0.2-0.3 μm). El máximo se da en la cima de la capa y puede llegar a los 0°C. Esto dificulta los movimientos verticales debido a que las capas más frías son más densas, de manera que prácticamente sólo se dan desplazamientos horizontales. La estratosfera es, por otro lado, una capa químicamente muy activa.

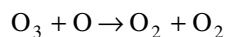
Aproximadamente un 90% del ozono atmosférico se encuentra en la estratosfera y el 10% restante en la troposfera. La capa que contiene el ozono estratosférico se llama *ozonósfera*. Se encuentra concentrado principalmente entre los 15 y los 35 km de altura, con un máximo en los 25 km aproximadamente. Si todo el ozono contenido en una columna de aire se concentrara al nivel del mar, a temperatura y presión estándares (273 K y 1 atm), el grosor de la capa sería de unos 3 mm. Aunque la cantidad es pequeña, su presencia es fundamental para la biosfera, ya que absorbe gran parte de la radiación ultravioleta, que sino alcanzaría la superficie terrestre.

En las capas superiores de la atmósfera (80-100 km) se produce una rotura de las moléculas de oxígeno (O<sub>2</sub>) por acción de la radiación ultravioleta proveniente del Sol. Entonces, estos átomos pueden combinarse con otras moléculas de oxígeno y dar lugar al ozono



M representa una tercera molécula o átomo, que proporciona la energía necesaria mediante un choque. Estas colisiones de tres cuerpos no se dan a la altura en la que se disocia el oxígeno debido a

la baja densidad atmosférica. Es por ello que el ozono se forma más abajo, entre los 30 y los 60 km. Es un gas bastante inestable que se destruye por choques con el oxígeno monoatómico o por la acción de la radiación ultravioleta:



Algún mecanismo de circulación transporta el ozono a niveles en los que los procesos de destrucción son menos probables (20-25 km) y, por tanto, donde se da la densidad máxima.

Una parte del ozono estratosférico se introduce en la troposfera a través de la zona de confluencia de la estratopausa media con la tropical y con la polar, es decir, en latitudes medias, a 30 y 60 grados. Estas son las zonas de discontinuidad de la tropopausa por donde circulan las corrientes en chorro polar y subtropical (figura 1.2). Se estima que la cantidad de ozono que pasa de la estratosfera a la troposfera es de unas mil toneladas al año, y tiene un papel importante en la química troposférica.

El límite superior de la estratosfera, llamado *estratopausa*, da paso a la *mesosfera*, que llega hasta los 90 km de altitud (figura 1.1). En esta capa la temperatura disminuye con la altura. A continuación se encuentra la *termosfera*, donde la temperatura vuelve a aumentar con la altura, y el máximo puede llegar a los 2000 °C durante el día, a unos 500 km de altura (figura 1.3). La *exosfera* es la capa más externa y es básicamente isotérmica.

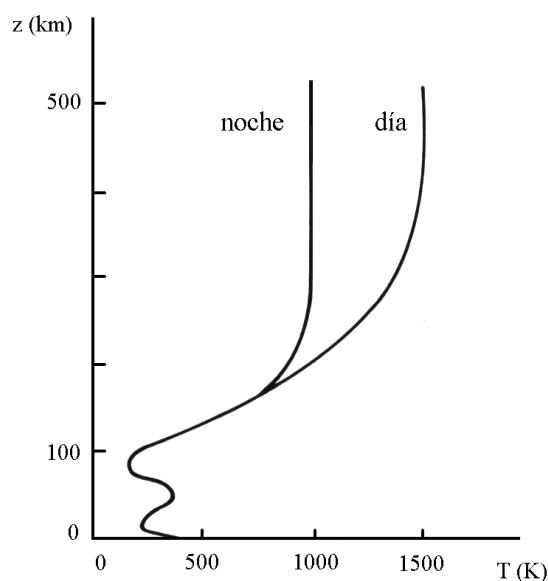


Fig. 1.3 Curvas típicas de variación de la temperatura con la altura, para la noche y el día

Además de esta división según la variación de la temperatura con la altura, también se pueden distinguir otras regiones que se caracterizan por los diferentes procesos químicos que tienen lugar. La *ionosfera* (figura 1.1) está situada entre los 50 y los 300 km. La presencia de esta capa es debida a la absorción de radiación solar fotoionizante (inferior a  $0.2 \mu\text{m}$ ) que tiene lugar en las capas externas de la atmósfera. Es una región en la que predominan los iones, es decir, moléculas o átomos con carga porque han perdido un electrón o se han dissociado por la acción de la radiación solar ( $\text{O}_2^+$ ,  $\text{NO}^+$  en la zona más alta;  $\text{Mg}^+$ ,  $\text{Fe}^+$ ,  $\text{Si}^+$ ,  $\text{Ca}^+$  en la zona intermedia y  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$  en la zona inferior) y también presenta una gran concentración de electrones libres. Esta capa es importante porque refleja las ondas de radio y, hasta hace poco tiempo, antes de la introducción de los satélites, era fundamental para las comunicaciones por radio a grandes distancias. También se puede hablar de la *magnetosfera*, la zona más externa de la ionosfera, en la cual predominan los iones más ligeros, como el helio y el hidrógeno. En esta región el campo magnético terrestre determina el movimiento de los iones.

## 1.2 Composición del aire

Haremos referencia únicamente a la homósfera, y principalmente a la tropósfera. El aire está formado por tres elementos esenciales:

- i) la mezcla de gases llamada *aire seco*;
- ii) el agua en cualquiera de los tres estados, sólido, líquido y gaseoso, y
- iii) las partículas en suspensión, sólidas o líquidas, que forman el *aerosol atmosférico*.

### 1.2.1 El aire seco

Sus constituyentes principales son el *nitrógeno*, el *oxígeno*, el *argón* y el *dióxido de carbono*, que se encuentran en la proporción del 78%, el 21%, el 0.93% y el 0.033% (en volumen), respectivamente (tabla 1.1). El 0.003% restante ( $30 \text{ ppm}^1$ ) lo forman una gran variedad de compuestos gaseosos, llamados *constituyentes menores*, que presentan concentraciones muy bajas pero que juegan un papel muy importante en las reacciones químicas. El gas más abundante, el nitrógeno, es relativamente inerte; reacciona sólo en circunstancias muy especiales, y su concentración, al ser tan elevada, se mantiene constante. No obstante, sus compuestos (óxidos de nitrógeno y amoníaco, principalmente) son químicamente muy activos.

En cuanto a los constituyentes menores, se pueden distinguir dos grupos:

---

<sup>1</sup> El símbolo ppm significa partes por millón, en volumen; es decir, 1 ppm es un metro cúbico por cada millón de metros cúbicos de aire.

- *no variables*: gases nobles, CH<sub>4</sub>, CO, H<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O, con concentraciones entre 0.1 y 20 ppm;
- *variables*: O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> y CH<sub>2</sub>O, con concentraciones por debajo de 0.1 ppm (excepto en aire polucionado y para el ozono en la estratosfera).

La variabilidad es importante porque está relacionada con el comportamiento del gas en la atmósfera y, por tanto, con la abundancia, la reactividad y el tiempo de residencia. El CO<sub>2</sub> es no variable, a pesar de las emisiones, ya que las concentraciones altas en que se encuentra en la atmósfera hacen que no se produzcan fluctuaciones apreciables. En cambio, otros constituyentes más reactivos, como el SO<sub>2</sub>, el NO y el NO<sub>2</sub> son muy variables porque reaccionan rápidamente y tienen una abundancia baja.

Por composición química, los constituyentes menores se pueden agrupar en cuatro grupos:

- *gases nobles*, inertes y, por tanto, estables y con tiempos de residencia altos;
- *compuestos del azufre*, importantes desde el punto de vista químico;
- *compuestos del nitrógeno*, también químicamente importantes;
- *compuestos del carbono y compuestos orgánicos*.

Los constituyentes menores tienen diferentes orígenes: la combustión, natural (CO<sub>2</sub>) o antropogénica (CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, NO); los procesos biológicos, como la actividad bacteriana y la fotosíntesis (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, NO); las reacciones químicas en la atmósfera (HCl); la actividad volcánica; la pulverización del agua del mar (compuestos del azufre), y otros no tan importantes. Además de estos constituyentes, existen otros debido a actividades antropogénicas, que se pueden encontrar en concentraciones nada negligibles como son el dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), óxidos de nitrógeno (NO<sub>x</sub>), compuestos orgánicos, etc.

Desde el punto de vista del tiempo de residencia, se pueden distinguir tres categorías (tabla 1.1):

- gases con tiempos de residencia altos, de más de unos cuantos años;
- gases con tiempos de residencia de meses a algunos años; y
- gases con tiempos de residencia de días a semanas.

Las dos primeras incluyen los gases no variables y la tercera los variables.

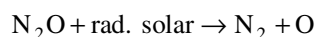
Los compuestos del nitrógeno, del azufre y del carbono son los tres grupos de sustancias que tienen un papel fundamental en la química atmosférica. Otros, como los halógenos, son mucho menos importantes, y los gases nobles no lo son en absoluto, ya que no participan en las reacciones químicas.

### 1.2.2 Los compuestos del nitrógeno

Se pueden considerar cuatro grupos diferentes:

- Nitrógeno molecular ( $N_2$ ) y óxido de nitrógeno ( $N_2O$ )

El  $N_2$  es la especie más abundante en la atmósfera y es poco reactivo. Se produce, junto con el  $N_2O$ , por acción de las bacterias que reducen los nitratos y los nitritos. Los sumideros de  $N_2O$  son las reacciones fotoquímicas en la estratosfera:



y los procesos biológicos.

Tabla 1.1 Gases atmosféricos (adaptada de Iribarne y Cho, 1980)

Constituyentes principales	Fracción molar (volumen)		Tiempo de residencia estimado
$N_2$	0.7809	no variable	$2 \times 10^7$ años
$O_2$	0.2095	no variable	$2 \times 10^7$ años
Ar	0.0093	no variable	$2 \times 10^7$ años
$CO_2$	0.00033	no variable	5-10 años
Constituyentes menores	ppm (en volumen)		
Ne	18	no variable	$3 \times 10^6$ años
He	5	no variable	$3 \times 10^6$ años
Kr	1	no variable	$3 \times 10^6$ años
Xe	0.09	no variable	$3 \times 10^6$ años
$CH_4$	1.5	no variable	3 años
CO	0.1	no variable	0.35 años
$H_2$	0.5	no variable	0.35 años
$N_2O$	0.25	no variable	<200 años
$O_3$	5-500	variable	
$H_2S$	0.2	variable	10 días
$SO_2$	0.2	variable	5 días
$NH_3$	6	variable	1-4 días
$NO_2$	1-100	variable	2-8 días
$CH_2O$	0-100	variable	

- Amoníaco ( $NH_3$ ) y derivados

Son muy reactivos y variables. La fuente principal del amoníaco es la descomposición biológica de materia orgánica. En la atmósfera puede experimentar transformaciones químicas, que dan lugar al ion amonio ( $NH_4^+$ ):

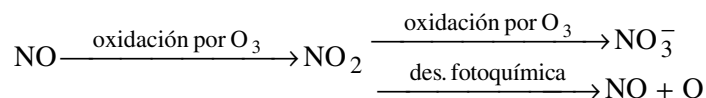


Finalmente vuelve al suelo o al océano por deposición seca y húmeda.

#### - Otros óxidos de nitrógeno ( $\text{NO}_x$ )

Los  $\text{NO}_x$  tienen un papel importante en la química troposférica, sobretodo como intermediarios. Se estima que un 66% de los óxidos de nitrógeno presentes en la atmósfera tienen origen antropogénico y son principalmente productos de la combustión de carburantes fósiles (42%) y de biomasa (24%). Otra parte (16%) proviene de la descomposición por las bacterias de los nitratos del suelo. Una parte (18%) se produce directamente en la atmósfera, por la acción de los relámpagos, o se inyecta desde la estratosfera.

En la atmósfera tienen lugar reacciones químicas que los transforman:



No obstante, la mayor parte de los óxidos de nitrógeno que se emiten reaccionan en la misma capa de mezcla con los radicales OH y dan lugar al ácido nítrico. Finalmente, los productos de estas reacciones se eliminan por deposición seca y húmeda. Los  $\text{NO}_x$  tienen una vida media corta de algunas horas en verano y algunos días en invierno, ya que se transforman rápidamente.

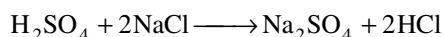
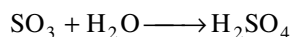
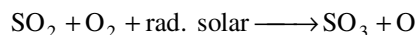
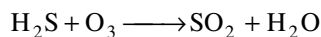
#### - Compuestos orgánicos que contienen nitrógeno

Son importantes en la superficie y en el océano, pero no lo son para la química atmosférica.

### 1.2.3 Los compuestos del azufre

Igual que los compuestos del nitrógeno, los compuestos del azufre tienen mucha importancia en los procesos químicos que tienen lugar en la troposfera. Su entrada principal la proporciona la actividad humana, que duplica las entradas por vía natural. Entre las fuentes naturales, la más importante es la descomposición de materia orgánica por las bacterias, que produce  $\text{H}_2\text{S}$  y otros compuestos en forma reducida. También el aerosol marino contiene sales sulfatadas. La actividad industrial es importante por las cantidades de  $\text{SO}_2$  que se introducen en la combustión de carburantes fósiles que tienen un contenido elevado de azufre. Su tiempo de residencia en la atmósfera es muy bajo, del orden de algunas semanas, igual que en el caso de los óxidos de nitrógeno.

Las transformaciones químicas más importantes que experimentan los compuestos del azufre en la atmósfera son las que oxidan los compuestos en forma reducida, procedentes de las emisiones naturales, a  $\text{SO}_2$ , y la transformación de éste en ácido sulfúrico:



La eliminación del ácido sulfúrico se produce básicamente por deposición húmeda en la lluvia, debido a su gran solubilidad en agua, y por deposición seca de partículas que contienen sulfatos.

#### 1.2.4 Los compuestos del carbono

La fuente principal del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), que es uno de los constituyentes atmosféricos principales, es la combustión de sustancias que contienen carbono por procesos naturales (incendios forestales) o antropogénicos (combustibles fósiles), así como también la descomposición de materia orgánica. La fotosíntesis es el sumidero principal. La concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera ha ido aumentando durante la segunda mitad del siglo XX, debido a la industrialización.

El monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ) es un gas relativamente abundante y estable en la atmósfera. Es producido básicamente por los microorganismos en la superficie y los océanos, y también en las combustiones incompletas. Los sumideros principales son el consumo por las bacterias en el suelo, la fotosíntesis y las reacciones fotoquímicas en la estratosfera.

El metano ( $\text{CH}_4$ ) también es un gas relativamente abundante y estable en la atmósfera. Es producido en regiones pantanosas, campos de arroz, etc. Puede ser oxidado, destruido biológicamente y también transformado en la estratosfera.

### 1.3 El agua

Uno de los gases más vitales y más variables en la atmósfera es el vapor de agua, con un tiempo de residencia del orden de 10 días. Puede ser inapreciable en regiones desérticas y, en cambio, constituir el 3% en volumen, en aire cálido y saturado al nivel del mar. Proviene de la evaporación en océanos y ríos y se concentra, por tanto, en la capa más próxima a la superficie. También existe en forma

líquida, formando gotitas, pero en cantidades muy pequeñas en comparación con la forma de vapor. Su presencia en la atmósfera es importante por diferentes motivos:

i) Los cambios de fase, sobretodo de vapor a líquido (condensación) y de líquido a vapor (evaporación), juegan un papel importante en la termodinámica de los procesos atmosféricos y en la estabilidad vertical, ya que intervienen cantidades muy grandes de energía.

ii) Los movimientos ascendentes del aire tienen como consecuencia, como veremos en el capítulo 4, otro aspecto relacionado con su condensación, que es la formación de nubes y precipitación.

iii) Tanto en forma líquida como en forma gaseosa el agua interviene de forma importante en la transferencia de radiación en la atmósfera. Como veremos en el capítulo siguiente, el vapor de agua absorbe parte de la radiación que emite la superficie terrestre; de hecho, es uno de los principales gases causantes del efecto invernadero. Por otra parte, las nubes también actúan reflejando parte de la radiación solar que llega a la cima de la atmósfera.

iv) La eliminación de gases y partículas de la atmósfera se produce por medio de dos mecanismos:

- *rainout*: eliminación de sustancias dentro de las nubes, que actúan como núcleos de condensación, durante el proceso de formación de las gotas;

- *washout*: eliminación de gases, por disolución, y de partículas, por barrido, durante el proceso de caída del agua.

v) El agua participa activamente en las reacciones químicas: en forma de vapor, reaccionando con otros gases, o en forma líquida, como soporte a reacciones entre otras sustancias que tienen lugar en medio acuoso.

## 1.4 El aerosol atmosférico

A parte de los compuestos gaseosos y el agua, en la atmósfera existen partículas líquidas y sólidas en suspensión. Es lo que se denomina aerosol atmosférico. El radio de estas partículas oscila entre los  $10^{-3}$   $\mu\text{m}$  y los 100  $\mu\text{m}$ . Se llaman *núcleos de Aitken* las de radio menor a 0.1  $\mu\text{m}$ , que son las más numerosas; las partículas con radio entre 0.1 y 1  $\mu\text{m}$  se llaman *núcleos grandes*, y las de radio mayor que 1  $\mu\text{m}$ , *núcleos gigantes*. En la figura 1.4 se muestra la distribución por tamaño, donde  $n(r)$  es el número de partículas por centímetro cúbico y  $r$  es el radio en micrometros. Los núcleos grandes y gigantes son los responsables de la turbiedad atmosférica. La concentración de partículas es normalmente más grande sobre los continentes que sobre los océanos, como muestra la tabla 1.2. La denominación por tamaño se resume en la tabla 1.3.



Su procedencia es muy diversa y se debe básicamente a dos procesos: *a*) inyección directa debido a la erosión del suelo, erupciones volcánicas, incendios forestales, desintegración de meteoritos, pulverización del agua del mar y también de origen antropogénico (aproximadamente un 20%); y *b*) reacciones químicas de gases en la atmósfera (por ejemplo, el  $\text{SO}_2$  puede transformarse en  $\text{H}_2\text{SO}_4$  o sulfatos, los  $\text{NO}_x$  en ácido nítrico, etc).

Las partículas líquidas que constituyen el aerosol marino tienen mucha importancia. Incorporan una gran variedad de compuestos orgánicos, procedentes de la descomposición del plancton y las algas, e inorgánicos (fósforo, magnesio, potasio, cobre, cinc, cobalto y plomo). El componente químico mayoritario, con todo, es el cloruro de sodio. La importancia de estas partículas de procedencia marina reside en el hecho que actúan como núcleos de condensación del vapor de agua presente en la atmósfera. Esto provoca la formación de nubes a alturas inferiores a las que en principio correspondería y, por tanto, favorece la probabilidad de precipitación.

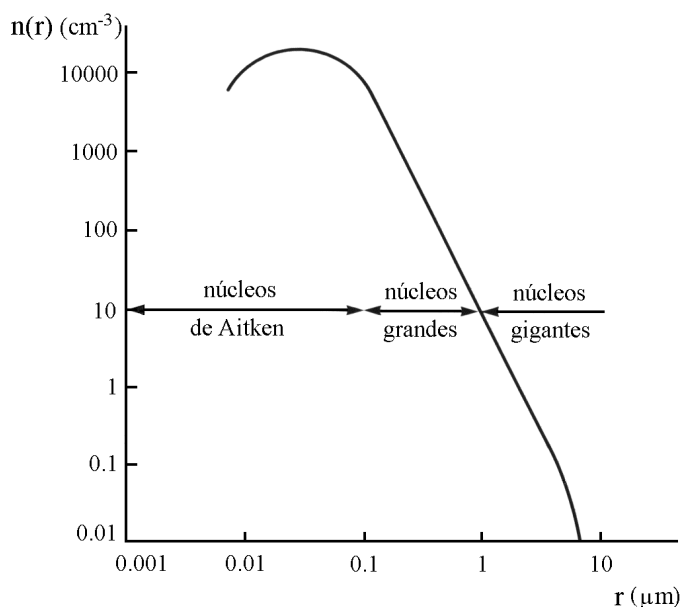


Fig. 1.4 Número de partículas de aerosol por centímetro cúbico, en función de su radio (adaptada de Iribarne y Cho, 1980)

Tabla 1.2 Concentraciones de aerosoles (Iribarne y Cho, 1980)

Concentraciones típicas (número partículas/cm <sup>3</sup> )	
Sobre los océanos	1000
Sobre los continentes	10000
Sobre ciudades	100000

Tabla 1.3 Clasificación de las partículas por tamaño (Iribarne y Cho, 1980)

Nombre	Radio ( $\mu\text{m}$ )
<i>Núcleos de Aitken</i>	0.005-0.1
<i>Núcleos grandes</i>	0.1-1
<i>Núcleos gigantes</i>	>1

La presencia de partículas puede afectar los procesos fisicoquímicos que tienen lugar en la atmósfera. Por ejemplo, favoreciendo la formación de nubes, influyen en el balance energético porque éstas reflejan la radiación solar y absorben la radiación terrestre. Las erupciones volcánicas tienen repercusiones en el clima. Las partículas sólidas de óxidos metálicos actúan como fotocatalizadoras en procesos de oxidación que afectan la formación de lluvia ácida, etc.

En definitiva, los aerosoles afectan al clima en dos aspectos: primero, como absorbentes y reflectores de la radiación, alterando el balance energético de la Tierra; y segundo, actuando como núcleos de condensación, interviniendo en el proceso de formación de nubes y precipitación.

Se eliminan de la atmósfera mediante su deposición sobre la superficie terrestre. Puede ser deposición seca, sin intervención del agua, y deposición húmeda, en la cual interviene la formación de nubes y la precipitación. En cuanto a la deposición seca, el tiempo de residencia de las partículas depende de su tamaño, ya que cuanto más pequeña es, menor es su velocidad de deposición. Por ejemplo, una partícula de 10 micras (gota de agua en una nube) desciende a una velocidad media de 0.01 m/s; en cambio, para una partícula de 1 micra (humo) la velocidad es de 0.0001 m/s. La deposición húmeda afecta sobretodo a las partículas grandes, que actúan como núcleos de condensación y son eliminadas cuando la gota o el cristal de hielo caen al suelo (*rainout*). También pueden ser eliminadas por efecto del barrido de la lluvia (*washout*). Las partículas pequeñas no se eliminan por estos procesos, sino más bien por mecanismos de coagulación mediante los cuales producen partículas más grandes. También pueden quedar adheridas a las gotitas de agua y ser eliminadas por *rainout*.

## 1.5 Contaminación del aire

La abundancia en el aire de los principales gases reactivos se ha mantenido constante a lo largo de los tiempos, lo cual indica que hay un equilibrio entre las fuentes y los sumideros de estos gases. En la tabla 1.4 se pueden ver las cantidades de éstos que se inyectan a la atmósfera, de procedencia natural y antropogénica. Para todos los gases, la natural supera en mucho a la antropogénica. El caso del dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) no es en realidad una excepción, porque el ácido sulfhídrico se

transforma en dióxido de azufre en la atmósfera y, de esta manera, se igualan aproximadamente las aportaciones naturales y antropogénicas.

El problema de la contaminación no es, por tanto, la cantidad de las emisiones, que pueden ser absorbidas por los sumideros, sino su focalización. Se concentran en las ciudades y lugares industrializados, básicamente del hemisferio norte, entre los 30° y los 60° de latitud. En estos puntos superan ampliamente las emisiones naturales. Veamos ahora algunos de los problemas que se plantean.

Tabla 1.4 Principales fuentes contaminantes, naturales y antropogénicas, y sus aportaciones (Strauss y Mainwaring, 1990)

GAS	FUENTES PRINCIPALES		CANTIDAD (millones de toneladas/año)	
	Antropogénico	Natural	Antropogénico	Natural
<i>Dióxido de azufre</i>	Quema de combustibles fósiles y minerales sulfurados	Volcanes	146	6-12
<i>Ácido sulfhídrico</i>	Procesos químicos Tratamiento de aguas	Volcanes Acción biológica en pantanos	3	30-100
<i>Monóxido de carbono</i>	Combustiones, especialmente tránsito rodado	Incendios forestales	300	>3000
<i>Óxidos de nitrógeno</i>	Combustiones	Acción bacteriana en el suelo	50 *	60-270 *
<i>Amoníaco</i>	Tratamiento de residuos	Descomposición biológica	4	100-200
<i>Óxido nítrico</i>	Uso de fertilizantes nitrogenados	Acción biológica en el suelo	>17	100-450
<i>Hidrocarburos</i>	Combustiones, procesos químicos	Procesos biológicos	88	200-1600
<i>Dióxido de carbono</i>	Combustiones	Descomposición biológica Fotosíntesis en sistemas terrestres y acuáticos	1.5x 10 <sup>4</sup>	15x 10 <sup>4</sup>

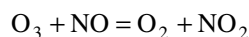
\* en toneladas de NO<sub>2</sub>

### 1.5.1 La formación de *smog*

También llamado *polución fotoquímica*, el *smog*<sup>2</sup> puede llegar a ser un problema importante en ciudades con niveles altos de contaminación. La causa principal es la emisión por parte del tránsito rodado de NO<sub>2</sub> e hidrocarburos (compuestos de carbono y hidrógeno) que resultan de la combustión incompleta de la gasolina. Consiste en la presencia en el aire de una neblina persistente. El punto de partida es la absorción de luz del Sol (reacciones fotoquímicas) de longitud de onda inferior a 385 nm por el NO<sub>2</sub>, que se disocia en óxido de nitrógeno y oxígeno atómico



A continuación tienen lugar dos reacciones a partir de las cuales se vuelve a formar NO<sub>2</sub>:



M es una tercera molécula que no reacciona, pero absorbe la energía emitida en la reacción química. El efecto de estas tres reacciones es que en la atmósfera permanece una cierta concentración de O<sub>3</sub> y O. Como nos estamos refiriendo a una atmósfera contaminada, contiene sustancias que son fácilmente oxidables por el ozono, como los hidrocarburos, y algunas de las sustancias que resultan de estas reacciones son irritantes para los ojos y la piel y nocivas para las especies vegetales.

### 1.5.2 El dióxido de carbono

Otro problema que parece que puede llegar a ser grave a largo plazo, es el aumento en la concentración de uno de los gases constituyentes principales de la atmósfera, el dióxido de carbono, como consecuencia de un aumento de las emisiones, debido a la expansión industrial, y a la disminución de la cobertura vegetal, que es uno de los principales absorbentes de este gas. En la figura 1.5 se muestra la evolución de su concentración según la serie más larga que existe, la del observatorio de Mauna Loa (Hawai), que empieza en el año 1957. Se estima que ha aumentado entre un 25 y un 30 % desde principios del siglo XX.

Como veremos en el capítulo 2, el CO<sub>2</sub> es un gas de efecto invernadero, y un aumento en su concentración se asocia a un posible aumento de la temperatura media del planeta y al cambio climático que comportaría. No obstante, globalmente no ha sido aún suficientemente evaluado, ya que se desconoce cuál es la capacidad real de los ecosistemas terrestres y marinos para absorber este

---

<sup>2</sup> El término proviene de la combinación de dos términos ingleses: *smoke*, humo, y *fog*, niebla.

exceso de CO<sub>2</sub>. Trataremos con más profundidad este tema en el capítulo 5, como una de las posibles causas de alteración del clima.

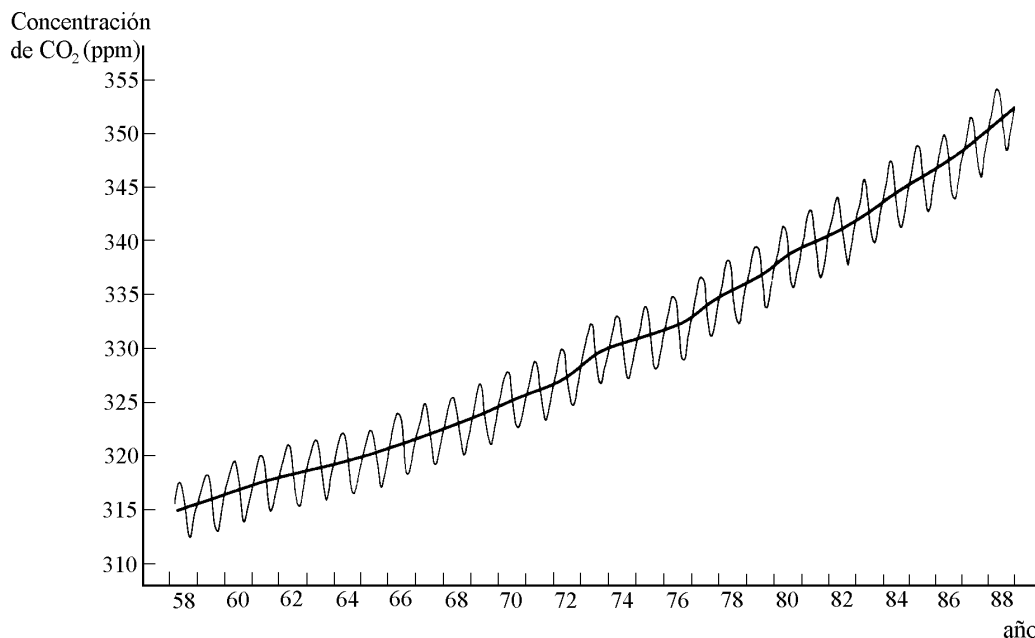


Fig. 1.5 Evolución de la concentración de dióxido de carbono durante el período 1957-1988, en el observatorio de Mauna Loa (Hawai), basada en las medidas realizadas por Charles David Keeling (NOAA) (adaptada de Peixoto y Oort, 1992)

### 1.5.3 Los clorofluorocarbonos (CFC)

También se observa un aumento en la concentración de estos gases. En este caso, el problema radica en el hecho de que los sumideros no se encuentran en la troposfera, sino en la estratosfera. Es en esta capa donde se descomponen. Los productos resultantes reaccionan con el ozono y propician su eliminación. De esta manera alteran el delicado equilibrio entre formación y destrucción. Este tema lo trataremos con más profundidad en el capítulo 5.

### 1.5.4 La lluvia ácida

La lluvia ácida se produce por la incorporación de sustancias ácidas en el agua de lluvia. Estas sustancias son básicamente los ácidos sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) y nítrico (HNO<sub>3</sub>) que se forman en la atmósfera por oxidación de los óxidos de azufre (SO<sub>2</sub>) y nitrógeno (NO<sub>2</sub>). Los mecanismos de oxidación son diversos y pueden tener lugar en fase gaseosa o en fase líquida, con la disolución

previa en las gotitas que forman las nubes. La transformación en fase líquida es más importante para el  $\text{SO}_2$ , ya que es muy soluble en agua; en cambio, el ácido nítrico se forma sobretodo en fase gaseosa.

El agua de lluvia es ya de natural ligeramente ácida, con un pH de, aproximadamente, 5.6, debido a la disolución del  $\text{CO}_2$  atmosférico en el agua. La incorporación de los ácidos nítrico y sulfúrico hace que el pH se reduzca a valores que pueden oscilar entre 3 y 4.5 en amplias regiones del hemisferio norte e incluso inferiores a 2 en zonas puntuales afectadas de fuertes emisiones de  $\text{SO}_2$ . De los dos precursores principales, el que más contribuye a la acidificación de la lluvia es el  $\text{SO}_2$ , en dos terceras partes. Como hemos visto, estas sustancias son emitidas a la atmósfera en gran parte por la acción humana. Las vías principales de emisión son el tránsito rodado, para los óxidos de nitrógeno, y la combustión de carbón de baja calidad, con un contenido alto de azufre, sobretodo en las centrales de producción de energía eléctrica, para el  $\text{SO}_2$ . Existe también una pequeña contribución debida al ácido clorhídrico (HCl) que es inferior al 2%. Éste proviene de los océanos, de las erupciones volcánicas y de la combustión de biomasa, aunque una buena parte es también de origen antropogénico.

Los daños que la lluvia ácida puede producir en los ecosistemas vienen determinados a partir de: *a)* la cantidad de ácido depositada y *b)* la capacidad de los suelos de tamponar esta acidez. Dado que generalmente el agua penetra en el suelo y circula por su interior antes de aflorar hacia los ríos y lagos, la acidificación de los ecosistemas acuáticos se produce en zonas con suelos de poca profundidad y poca capacidad neutralizadora.

Los efectos de la lluvia ácida en los suelos se pueden resumir en:

- i) la pérdida de nutrientes: la lluvia ácida se lleva cationes básicos del suelo y, por tanto, las plantas encuentran un medio empobrecido en nutrientes necesarios para su crecimiento;
- ii) la liberación de aluminio a la solución del suelo, el cual es tóxico para las plantas, y
- iii) en caso de lluvia ácida con alto contenido de nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ) y amonio ( $\text{NH}_4^+$ ), el aumento de la entrada de nitrógeno a los ecosistemas provoca un desequilibrio nutritivo en la vegetación.

Cuando el agua que ha percolado por el suelo llega a los ecosistemas acuáticos, éstos se ven afectados por las características de este agua, en cuanto a su baja alcalinidad y su alto contenido en aluminio. En lagos con baja capacidad tamponadora produce la acidificación de las aguas y la disolución de metales pesados, tóxicos para la fauna y también para el hombre.

Dado que los ácidos nítrico y sulfúrico se originan en la atmósfera a partir de sus precursores, su formación no es inmediata, sino que requiere un cierto tiempo, que puede ser de algunos días. Durante este tiempo, las sustancias se incorporan a los movimientos convectivos de las masas de aire y son transportadas lejos de sus fuentes hasta que se depositan. El problema de la lluvia ácida se convierte entonces en un fenómeno de transporte transfronterizo o de larga distancia, de manera que en muchos casos el país que padece la contaminación no es directamente el que la produce. En el

caso del ácido clorhídrico, como es muy reactivo, se elimina más rápidamente y puede dar lugar a problemas de contaminación importantes pero a escala local, cerca de las fuentes emisoras.

En Europa, los países que emiten más óxidos de nitrógeno y de azufre son Alemania, Gran Bretaña, Italia, Francia y España. En cambio, el régimen general de vientos que domina sobre Europa occidental hace que los países que más sufren las consecuencias del transporte transfronterero sean los situados más al norte, al este y al sur, como son Noruega, Suecia, Finlandia, Dinamarca, Austria, Grecia, Croacia y Yugoslavia. En éstos, más del 70% de la deposición ácida es importada desde los países vecinos.

Según datos de la red EMEP de 1995, España contribuye a las emisiones europeas de  $\text{SO}_2$  en un 7% aproximadamente, y es el quinto país emisor más importante. En cuanto a las emisiones de  $\text{NO}_2$ , ocupa el sexto lugar, con un 6%. En cambio, los efectos de la lluvia ácida son poco importantes en la Península Ibérica y, en particular, en Catalunya.

En unos estudios recientes (Àvila, 1996; Àvila y Alarcón, 1998) en una estación de muestreo del agua de lluvia, situada en el parque natural del Montseny, se ha obtenido que el pH medio durante el período 1983-1994 es no ácido ( $\text{pH}=6.4$ ). El número de lluvias ácidas ( $\text{pH}<4.5$ ) durante el período representó solamente un 20% del total de las lluvias, mientras que el número de las muy alcalinas ( $\text{pH}>6.5$ ) representó un 17%. En estos estudios se comprobó que los episodios de lluvia ácida corresponden mayoritariamente a situaciones de transporte de procedencia europea, caracterizados por tener concentraciones altas de sulfatos, nitratos y amonio.

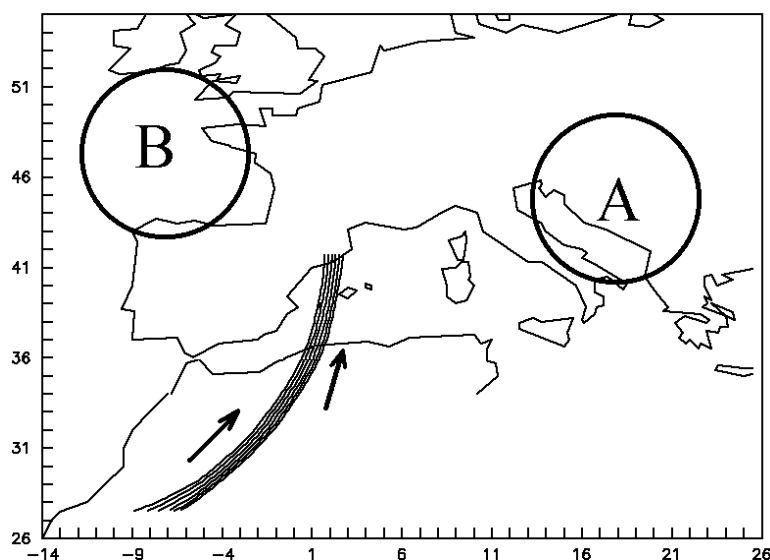


Fig. 1.6 Trayectorias que llegan al Montseny, correspondientes al episodio de lluvia de barro del 18 de octubre de 1988. Las flechas indican la dirección del transporte

En cambio, las lluvias alcalinas se relacionaron con el fenómeno llamado *lluvia de barro*, que corresponde a episodios de transporte desde el norte de África, en los que se incorpora en disolución una cantidad importante de polvo calcáreo en la lluvia, originada en las zonas desérticas de África septentrional y central. Estos episodios de transporte se producen cuando la situación meteorológica es propicia, y muchas veces van asociados, como se ha comprobado en estos mismos estudios, a la presencia de una depresión en el Atlántico, cerca del continente europeo o del norte de África, y un anticiclón sobre Europa central o septentrional.

En la figura 1.6 se puede observar la trayectoria, calculada mediante un modelo de simulación, que sigue una masa de aire que llega al Montseny, en un episodio típico de lluvia de barro. Se muestra también la situación aproximada del centro de bajas presiones (B) y del anticiclón (A) en este episodio. Las flechas indican la dirección del transporte.

Los episodios de lluvia de barro neutralizan los efectos de la lluvia ácida mediante la aportación de cantidades importantes de alcalinidad. Esta podría ser la causa de que la incidencia de la lluvia ácida no sea tan importante en la Península Ibérica como en otras regiones europeas a las que no llega el transporte atmosférico de polvo africano.



## 2 Radiación

### 2.1 Introducción a las leyes generales

La principal fuente de energía en la atmósfera es el Sol. Cómo llega esta energía, cómo se transporta y cómo se transforma son los temas que abordaremos en este capítulo. El calor puede ser transferido, en general, por tres mecanismos:

- *Conducción*. La energía pasa de un cuerpo a otro, o se propaga dentro de un mismo cuerpo, por contacto directo, mediante la transmisión del movimiento de las moléculas adyacentes.
- *Convección*. Se da en fluidos (líquidos y gases) y se realiza mediante el transporte de masa.
- *Radiación*. La energía es transportada por las ondas electromagnéticas, sin la necesidad de un soporte material. Un ejemplo de transmisión en el vacío es el calentamiento de la Tierra por la radiación solar.

La conducción es un medio de propagación de la energía poco eficaz en la atmósfera. De la convección hablaremos más adelante, al abordar la termodinámica y la dinámica atmosféricas. Este capítulo lo dedicaremos al estudio de la radiación.

Todos los cuerpos con temperatura por encima del cero absoluto emiten energía en forma de radiación. Así, se denomina *radiación térmica* la que emiten los cuerpos debido a su temperatura<sup>1</sup>. Está constituida por ondas electromagnéticas con una intensidad y una frecuencia que son función de la temperatura del emisor.

La radiación térmica sólo es visible para el ojo humano en forma de luz, y corresponde a la franja pequeña de longitudes de onda que va de 0.4 a 0.8 micrómetros. Para que un cuerpo emita radiación que pueda ser visible ha de estar muy caliente, con temperaturas de más de 600 °C. Si, por ejemplo, calentamos una resistencia con una intensidad creciente se observa que, a temperaturas bajas, la

---

<sup>1</sup> Este término, en algunos textos, se utiliza para referirse exclusivamente a la radiación infrarroja.

radiación es infrarroja ( $0.01\text{cm} \leq \lambda \leq 700\text{nm}$ ), a partir de 500-550 °C empieza a verse de color, primero rojo oscuro, después rojo cereza y, a temperaturas altas, por encima de 3000°C, pasa de rojo blanco a luz blanca.

Empezaremos dando algunas definiciones de las magnitudes que caracterizan la emisión y la recepción de la radiación y haciendo un resumen de las leyes generales.

### 2.1.1 El espectro electromagnético. Absorción de energía radiante

Las ondas electromagnéticas incluyen la luz, las ondas de radio, las microondas, los rayos X, los rayos gamma, etc. Todas ellas se propagan en el vacío a la misma velocidad:  $c = 2.9973 \times 10^8 \text{ m/s}$ . La diferencia entre los diferentes tipos de ondas se encuentra en la frecuencia  $\nu$  y la longitud de onda  $\lambda$ , que caracterizan cada región del espectro electromagnético (figura 2.1). Vienen relacionadas mediante la velocidad  $c$ :

$$\lambda\nu = c$$

Las ondas electromagnéticas se producen cuando las cargas eléctricas se aceleran. Cuando éstas oscilan, radían ondas electromagnéticas de frecuencia igual a la frecuencia de oscilación de las cargas.

Las ondas electromagnéticas transportan energía, que puede ser absorbida por la materia y producir diferentes efectos que después analizaremos. Esta energía no es emitida o absorbida por la materia de forma continua, sino en paquetes discretos o *quanta*. La magnitud de un quantum es proporcional a la frecuencia de la radiación, de manera que la radiación es más energética cuanto mayor es su frecuencia:

$$E = h\nu$$

donde  $h$  es la constante de Planck de valor :  $6.626 \times 10^{-34} \text{ Js}$ . Un quantum de energía radiante recibe también el nombre de *fotón*.

Las moléculas, por ejemplo las de los gases que forman el aire, pueden existir sólo en ciertos estados de rotación, vibración y configuración electrónica, con energías características. La absorción de energía radiante produce la transición de moléculas de un estado a otro de energía mayor. En concreto, la absorción de un fotón por parte de una molécula puede producir, en orden creciente de energía, los efectos siguientes (figura 2.1):

- incremento de su energía rotacional;
- incremento de su energía vibracional;
- excitación electrónica, disociación o ionización, en que intervienen electrones de valencia;
- excitación electrónica o ionización, en que intervienen electrones internos.

Frecuencia (Hz)	Longitud de onda (m)			
$10^{22}$	$10^{-13}$	rayos cósmicos		
$10^{21}$	$10^{-12}$			
$10^{20}$	$10^{-11}$	rayos $\gamma$		
$10^{19}$	$10^{-10}$			
$10^{18}$	$10^{-9}$		rayos X	excitación electrónica o ionización con electrones internos
$10^{17}$	$10^{-8}$			
$10^{16}$	$10^{-7}$	ultravioleta		excitación electrónica, disociación o ionización con electrones de valencia
$10^{15}$	$10^{-6}$	visible		
$10^{14}$	$10^{-5}$			
$10^{13}$	$10^{-4}$	infrarrojo		incremento de la energía vibracional
$10^{12}$	$10^{-3}$			
$10^{11}$	$10^{-2}$	microondas, radar	ondas cortas de radio	incremento de la energía rotacional
$10^{10}$	$10^{-1}$			
$10^9$	1			
$10^8$	10	TV y radio FM		
$10^7$	$10^2$			
$10^6$	$10^3$	radio AM		
$10^5$	$10^4$			
$10^4$	$10^5$			
$10^3$	$10^6$	ondas largas de radio		
$10^2$	$10^7$			
10				

Fig. 2.1 Espectro electromagnético. Se indica también el tipo de acción que produce la absorción de radiación electromagnética por una molécula, según la frecuencia y la longitud de onda de la radiación

De la misma manera, la transición a un estado de menor energía va asociada a la emisión de un fotón de la frecuencia correspondiente. Cualquier cuerpo puede emitir y absorber energía radiante, pero selectivamente, es decir, en unas frecuencias determinadas. En la atmósfera, los diferentes gases y partículas que forman el aire absorben radiación solar y también, pero en mayor cantidad, radiación que emite la superficie de la Tierra después de haber sido calentada por el Sol. Esta absorción de radiación tiene diferentes efectos en la atmósfera, que analizaremos más adelante.

En la atmósfera podemos distinguir entre gases con estructura molecular diatómica (nitrógeno y oxígeno) y gases con estructura triatómica (agua, dióxido de carbono y ozono). Los gases diatómicos sólo cambian su estado de energía rotacional o vibracional si este cambio va asociado a la existencia de un momento eléctrico dipolar. Los gases diatómicos atmosféricos, como el nitrógeno ( $N_2$ ) y el oxígeno ( $O_2$ ), no tienen dipolos eléctricos, ya que los centros de carga positiva y negativa coinciden y, por tanto, no cambian su estado rotacional o vibracional. Cuando absorben energía o la emiten, es para producir transiciones electrónicas, en las cuales pueden disociarse o ionizarse. Es por ello que sólo absorben o emiten en la franja del ultravioleta o el visible, de mayor energía, también llamada de onda corta, y que corresponde a la franja de emisión del Sol.

En cambio, los gases triatómicos, como el vapor de agua ( $H_2O$ ), el dióxido de carbono ( $CO_2$ ) y el ozono ( $O_3$ ), sí que presentan diferentes estados de rotación y vibración y, por tanto, absorben y emiten en la banda del infrarrojo o de onda larga, correspondiente a la banda de emisión de la superficie terrestre. No obstante, el ozono también absorbe radiación de onda corta procedente del Sol, en la franja del ultravioleta más próxima al visible, y es donde realmente es importante para la atmósfera y para el planeta globalmente.

### 2.1.2 La radiación del cuerpo negro

Se llama *flujo radiante*<sup>2</sup> ( $\phi$ ) a la energía emitida o recibida por una superficie por unidad de tiempo. Es, pues, una potencia y se expresa en joules por segundo o watts ( $1 \text{ J/s} = 1 \text{ W}$ ).

La *emitancia radiante* ( $E$ ) es la energía radiante total emitida por un cuerpo por unidad de superficie y unidad de tiempo. Es, por tanto, una potencia por unidad de superficie y se mide en  $\text{Wm}^{-2}$ .

La *irradiancia* ( $R$ ) es la energía radiante recibida por un cuerpo por unidad de superficie y unidad de tiempo. Es también una potencia por unidad de superficie y se mide en  $\text{Wm}^{-2}$ .

---

<sup>2</sup> No existe uniformidad en la notación ni en la nomenclatura para esta magnitud y las que se definen a continuación. Aquí hemos escogido la que creemos más adecuada.

La *emitancia radiante monocromática* ( $E_\lambda$ ) y la *irradiancia monocromática* ( $R_\lambda$ ) se definen de la misma manera, pero hacen referencia a la potencia emitida y radiada, por unidad de superficie y por unidad de longitud de onda, en la longitud de onda  $\lambda$ :

$$E_\lambda = \frac{dE}{d\lambda}$$

$$R_\lambda = \frac{dR}{d\lambda}$$

Si sobre la superficie de un cuerpo incide radiación isotrópica  $R$  (es decir, que es igual en intensidad para cualquier dirección del espacio) de longitud de onda  $\lambda$ , una parte  $R_a$  de esta radiación es absorbida, una parte  $R_r$  es reflejada y una parte  $R_t$  es transmitida. Se denomina *absorbancia* ( $a$ ) la fracción absorbida por el cuerpo, *reflectancia* ( $r$ ) la fracción reflejada y *transmitancia* ( $t$ ) la fracción transmitida. Absorbancia, reflectancia y transmitancia dependen de la naturaleza del cuerpo y de su temperatura. Se verifica que  $a+t+r=1$ .

• *Absorbancia*: fracción absorbida  $a = \frac{R_a}{R}$

• *Reflectancia*: fracción reflejada  $r = \frac{R_r}{R}$

• *Transmitancia*: fracción transmitida  $t = \frac{R_t}{R}$

Un cuerpo está en *equilibrio radiativo* cuando emite tanta radiación como absorbe del exterior; de esta manera ni se calienta ni se enfría. Para describir los mecanismos que intervienen en el intercambio de energía entre materia y radiación, es conveniente disponer de un cuerpo tal que su emisión sea independiente de las características de su superficie.

Para ello se define el *cuerpo negro* como aquel que tiene una absorbancia igual a la unidad para cualquier longitud de onda. Se trata de un cuerpo ideal, pero en la realidad en muchas ocasiones se puede considerar que un cuerpo se comporta como un cuerpo negro. Una buena aproximación al cuerpo negro es una cavidad con una abertura al exterior pequeña y con paredes interiores pintadas de negro. De esta manera, si sobre la abertura incide radiación, ésta penetrará en el interior, donde experimentará reflexiones sucesivas hasta ser totalmente absorbida por las paredes (figura 2.2).

En el cuerpo negro se ha establecido el equilibrio radiativo cuando los átomos y las moléculas de la superficie de éste emiten tanta radiación como absorben, por unidad de tiempo y para todas las longitudes de onda. La radiación del cuerpo negro es independiente de la naturaleza de éste y se expresa mediante su emitancia radiante.

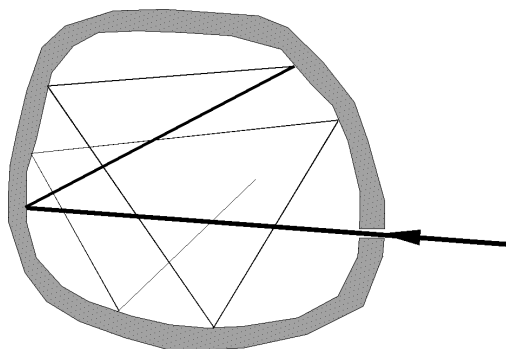


Fig. 2.2 Aproximación a un cuerpo negro

Las leyes de la radiación del cuerpo negro se pueden resumir en los enunciados siguientes:

- i) La radiación del cuerpo negro es isotrópica y depende sólo de su temperatura (no de las características de su superficie).
- ii) *Ley de Stefan-Boltzmann*: la emitancia radiante  $E_b$  es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta

$$E_b = \sigma T^4$$

$\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann, de valor  $\sigma = 56.7 \times 10^{-9} \text{ W / m}^2 \text{ K}^4$ .

- iii) La *emitancia radiante monocromática* de un cuerpo negro  $E_{\lambda b}$  es una función universal de la temperatura del cuerpo y de la longitud de onda. Su distribución viene dada por la *función de Planck*, obtenida de la mecánica estadística a partir de considerar la emisión de un conjunto de osciladores cuánticos en equilibrio térmico. La *ley de Planck* establece que la emitancia radiante para una longitud de onda  $\lambda$  determinada es

$$E_{\lambda b} = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda kT} - 1}$$

donde  $h$  es la constante de Planck,  $c$  es la velocidad de la luz en el vacío y  $k$  es la constante de Boltzmann de valor  $k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J / K}$ .

La emitancia radiante de un cuerpo negro en función de la longitud de onda viene representada en la figura 2.3, para diferentes temperaturas.

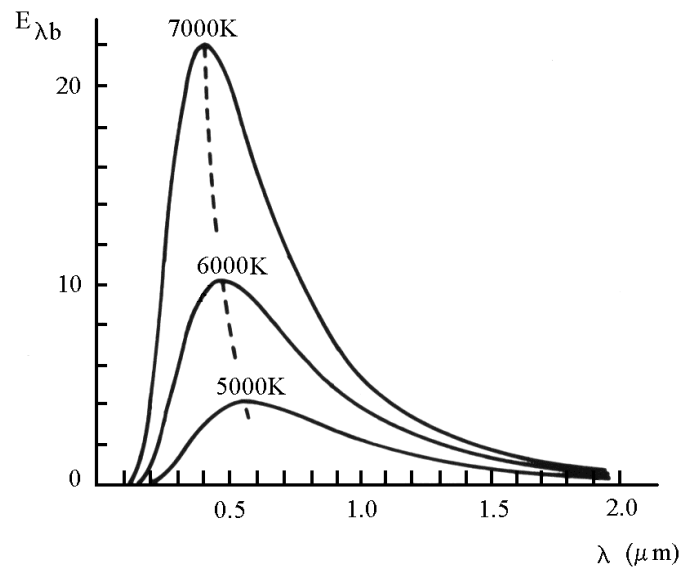


Fig. 2.3 Curvas de emisión de radiación de un cuerpo negro en función de la longitud de onda, para diferentes temperaturas. La energía  $E_{\lambda,b}$  se expresa en  $\text{kW/cm}^2\mu\text{m}$ . La curva discontinua que une los máximos cumple la ley de Wien

Integrando para todas las longitudes de onda, se obtiene la ley de Stefan-Boltzmann:

$$E_b = \int_0^{\infty} E_{\lambda,b} = \frac{2\pi k^4 T^4}{15c^2 h^3} = \sigma T^4$$

A partir de las curvas de radiación del cuerpo negro para diferentes temperaturas (figura 2.3), se observa que el máximo de la emitancia radiante corresponde a longitudes de onda más cortas cuanto más alta es la temperatura. La ley que describe este hecho es la *ley de Wien*, que establece que la longitud de onda para la cual la intensidad de la radiación emitida es máxima, multiplicada por la temperatura absoluta del radiador, es igual a un valor constante:

$$\lambda_m T = ct = 0.288\text{cmK}$$

$\lambda_m$  es la longitud de onda para la cual la radiación es máxima y T es la temperatura del radiador.

### 2.1.3 Ley de Kirchhoff

La *ley de Kirchhoff* proporciona la emitancia radiante  $E_\lambda$  de cualquier cuerpo real en función de la emitancia radiante  $E_{\lambda b}$  del radiador ideal, el cuerpo negro:

$$E_\lambda = a_\lambda E_{\lambda b}$$

donde la constante de proporcionalidad  $a_\lambda$  es la absorbancia del cuerpo, que es siempre menor que la unidad, ya que el cuerpo negro radia la potencia máxima, en cada temperatura. La absorbancia del cuerpo negro es igual a la unidad.

Supongamos un cuerpo en equilibrio térmico con la radiación, es decir, con temperatura constante. Si  $R_\lambda$  es la irradiancia que llega a este cuerpo en una determinada longitud de onda, y  $R_{r\lambda}$  y  $E_\lambda$  son las radiaciones reflejada y emitida, respectivamente, por el cuerpo, entonces

$$R_\lambda = R_{r\lambda} + E_\lambda$$

se cumple que la radiación que emite el cuerpo más la que refleja es igual a la que le llega (en este caso hemos supuesto que el cuerpo es opaco, es decir, que no transmite radiación). Como que  $R_{r\lambda} = r_\lambda R_\lambda$  y  $r_\lambda = 1 - a_\lambda$ , queda

$$R_\lambda = r_\lambda R_\lambda + E_\lambda = (1 - a_\lambda)R_\lambda + E_\lambda$$

Multiplicando se obtiene

$$R_\lambda = R_\lambda - a_\lambda R_\lambda + E_\lambda$$

y simplificando queda

$$E_\lambda = a_\lambda R_\lambda$$

En el caso de un cuerpo negro:  $a_\lambda = 1 \Rightarrow R_\lambda = E_\lambda$

que significa que absorbe toda la radiación que le llega y emite también toda la que absorbe.

La *emisividad* de un cuerpo se define como el cociente



$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{E_{\lambda}}{E_{\lambda b}}$$

que, por tanto, coincide con el valor de la absorbancia:

$$\varepsilon_{\lambda} = a_{\lambda}$$

Esta igualdad entre la emisividad y la absorbancia es otra forma de expresar la ley de Kirchhoff.

Como consecuencia de esta ley se puede afirmar que:

- Un cuerpo que absorbe intensamente radiación en una longitud de onda determinada, también emite intensamente en esa longitud de onda.
- Si un cuerpo a temperatura  $T$  está rodeado de paredes también a temperatura  $T$ , para mantener el equilibrio térmico es necesario que la energía radiante por unidad de tiempo absorbida por el cuerpo procedente de las paredes sea igual a la emitida por la superficie del cuerpo (figura 2.4).
- Si la temperatura del cuerpo no es igual a la temperatura de las paredes que lo rodean, la potencia  $P$  transferida por radiación entre el cuerpo a temperatura  $T_c$  y las paredes a temperatura  $T_p$  es:

$$P = Sa\sigma(T_p^4 - T_c^4)$$

donde  $S$  es la superficie del cuerpo y 'a' su absorbancia a la temperatura  $T_c$ .

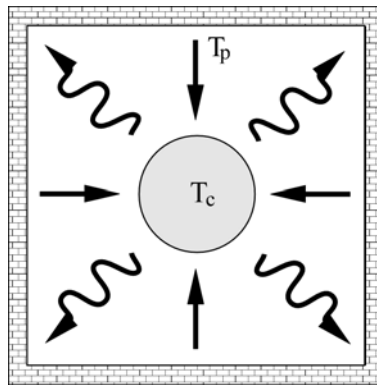


Fig. 2.4 Cuerpo rodeado de paredes que se comportan como un cuerpo negro

La fuente principal de energía en la atmósfera es el Sol. El Sol emite aproximadamente como un cuerpo negro a 6000 K. La Tierra y las nubes absorben parte de la radiación que les llega del Sol; en consecuencia, se calientan y también radían. Se puede considerar que se comportan también como

cuerpos negros a sus temperaturas respectivas, alrededor de los 300 K. La radiación que emite el Sol corresponde a la franja del espectro de longitudes de onda cortas,  $\lambda < 4\mu\text{m}$ , y la llamaremos *radiación solar* o *radiación de onda corta*. Por otra parte, la radiación que emite la Tierra, mucho más fría, corresponde a la franja de longitudes de onda largas,  $\lambda > 4\mu\text{m}$  (figura 2.5), y la llamaremos *radiación terrestre* o *radiación de onda larga*.

El balance de radiación del sistema Tierra-atmósfera se obtiene de la diferencia entre la radiación solar recibida y la emitida por el sistema. De hecho, este balance es nulo, es decir, la fracción de energía solar absorbida por la Tierra es igual, anualmente, a la energía emitida por ésta y el sistema no se calienta ni se enfría.

### Ejercicio 2.1:

Se considera radiación de longitud de onda  $\lambda = 230\text{ nm}$ . Calcular: *a)* su frecuencia; *b)* la energía de un fotón; *c)* ¿es capaz esta radiación de disociar la molécula de  $\text{O}_2$ ? (Dato: la energía de disociación del oxígeno es 494 kJ/mol.)

*a)* La frecuencia la obtenemos de la ecuación 2.1, que la relaciona con la longitud de onda:

$$\lambda\nu = c$$

y resulta

$$\nu = \frac{c}{\lambda} = \frac{3 \times 10^8}{230 \times 10^{-9}} = 1.3 \times 10^{15} \text{ s}^{-1}$$

*b)* Aplicamos la ecuación 2.3, que nos proporciona la energía de un fotón para cada frecuencia

$$E = h\nu = (6.62 \times 10^{-34})(1.3 \times 10^{15}) = 8.6 \times 10^{-19} \text{ J}$$

*c)* Teniendo en cuenta que la cantidad de moléculas que contiene un mol viene dada por el número de Avogadro:

$$1 \text{ mol} = 6.02 \times 10^{23} \text{ moléculas}$$

la energía necesaria para disociar una molécula será:

$$E_m = 494000 \frac{\text{J}}{\text{mol}} \frac{1 \text{ mol}}{6.02 \times 10^{23} \text{ moléculas}} = 8.2 \times 10^{-19} \text{ J}$$

Esta energía es inferior a  $E$  y, por tanto, sí que es capaz de disociarla.

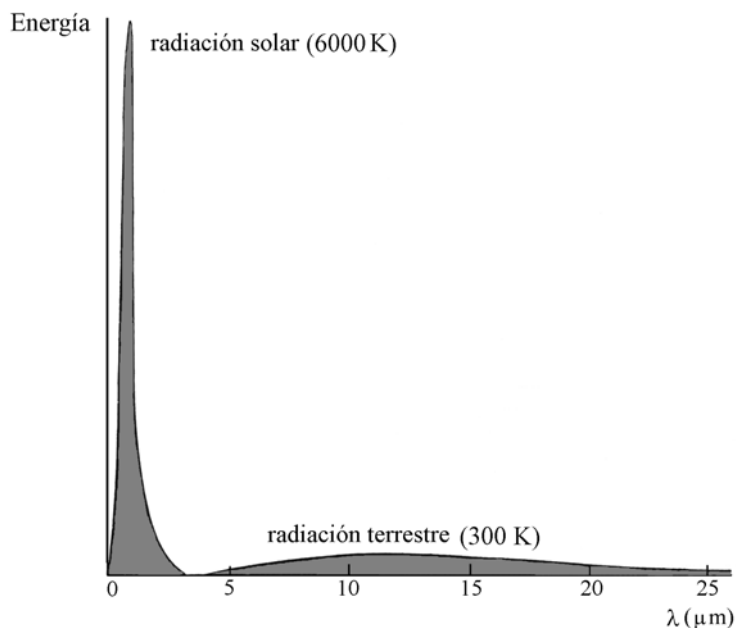


Fig. 2.5 Curvas de emisión del cuerpo negro a la temperatura del Sol (6000 K) y de la Tierra (300 K).

## 2.2 La radiación solar

La radiación que emite el Sol cubre todo el espectro electromagnético, desde rayos gamma y X, pasando por el ultravioleta, el visible y el infrarrojo, hasta las microondas y las ondas de radio. No obstante, la región más significativa corresponde a las longitudes de onda entre  $0.1\text{-}2.0 \mu\text{m}$  que van desde el infrarrojo hasta el ultravioleta, con un máximo cerca de los  $0.48 \mu\text{m}$ , es decir, en la longitud de onda del visible. De la radiación solar, aproximadamente el 9% corresponde al ultravioleta ( $\lambda < 0.4 \mu\text{m}$ ), el 49% al visible ( $0.4 < \lambda < 0.8 \mu\text{m}$ ) y el 42% al infrarrojo ( $\lambda > 0.8 \mu\text{m}$ ).

A la cima de la atmósfera llegan aproximadamente 2 calorías por centímetro cuadrado cada minuto ( $1.94 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \pm 1.6\%$ , que equivale a unos 1351.5 W), pero sólo una parte de esta energía alcanza la superficie terrestre.

En primer lugar, una parte de la radiación que llega es reflejada por la atmósfera, sobretodo por las nubes, y también por la misma superficie terrestre. Se denomina *albedo*  $\alpha$  a la fracción de energía, incidente sobre una superficie, que es reflejada por ésta. El albedo planetario de la Tierra aumenta con la latitud y varía estacionalmente. Su valor medio es  $\alpha = 0.31 = 31\%$ . El albedo medio de las

nubes oscila entre el 50 y el 60%, dependiendo del tipo y del grosor. En la tabla 2.1 se da el albedo de diferentes tipos de cobertura de la superficie terrestre.

Tabla 2.1 Albedo (en %) de diferentes tipos de superficies (datos obtenidos de Hufty, 1984).

Mar en calma	2-5
Mar agitado	2-10
Selva ecuatorial	5-15
Bosque boreal en verano	10-20
Prados y campos	15-20
Sabana tropical seca	20-25
Arena seca	25-30
Nieve vieja	50-70
Nieve fresca	80-90

Otra fracción de la radiación que llega a la cima de la atmósfera es difundida en la atmósfera por las moléculas de aire, agua y polvo. Cuando la radiación incide en una molécula o partícula (figura 2.6), se dispersa en todas direcciones, como si ésta se convirtiera en una nueva fuente de emisión de radiación. De esta manera, la radiación inicial resulta atenuada. Las moléculas de aire difunden más la radiación de longitud de onda pequeña dando así al cielo su color azul característico.

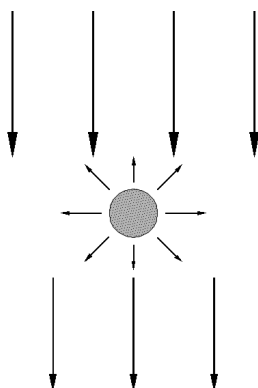


Fig. 2.6 Molécula de aire o partícula de aerosol difundiendo radiación solar

Finalmente, una fracción importante es absorbida por los gases atmosféricos, sobretodo en las longitudes de onda más pequeñas, como veremos a continuación. El resultado de estos procesos de reflexión, difusión y absorción es que la radiación que finalmente alcanza la superficie terrestre se

reduce o atenúa en una fracción importante respecto a la que llega a la cima de la atmósfera. Los principales gases atmosféricos responsables de la absorción de radiación solar son:

a) en la franja de longitudes de onda pequeñas (por debajo del visible): *ozono* ( $O_3$ ), *oxígeno* ( $O_2$ ,  $O$ ), *nitrógeno* ( $N_2$ ,  $N$ ) y *óxido de nitrógeno* ( $NO$ );

b) para las longitudes de onda más grandes (visible y infrarrojo): *ozono* ( $O_3$ ), *vapor de agua* ( $H_2O$ ), *dióxido de carbono* ( $CO_2$ ) y *metano* ( $CH_4$ ).

En la figura 2.7 se muestra la distribución, en función de la longitud de onda, de la radiación solar que llega a la cima de la atmósfera (curva externa) y al nivel del mar (curva interna). El área sombreada corresponde a la absorción por los diferentes gases atmosféricos. El área no sombreada entre las dos curvas corresponde a la radiación reflejada en la atmósfera, que incluye la difusión por los gases atmosféricos y aerosoles, y la reflexión por las nubes.

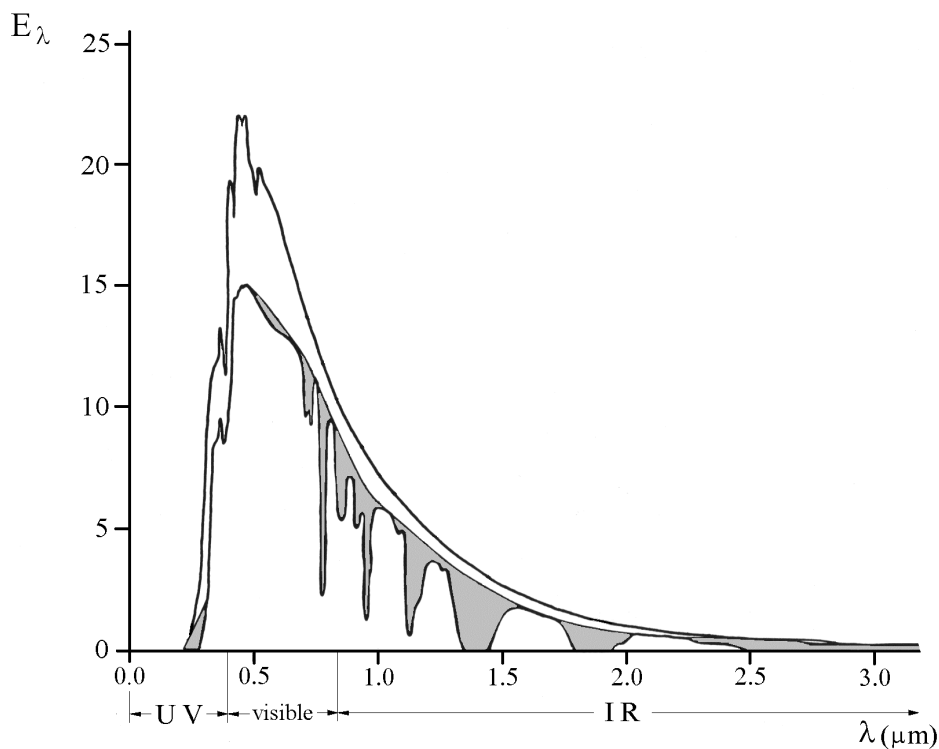
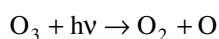


Fig. 2.7 Distribución de la radiación solar en la cima de la atmósfera (curva externa) y al nivel del mar (curva interna). La zona sombreada corresponde a la absorción por los diferentes gases atmosféricos. La zona no sombreada entre las dos curvas representa la fracción de radiación reflejada y difundida por la atmósfera. Las unidades de  $E_\lambda$  son  $10^2 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$  (adaptada de Peixoto y Oort, 1992)

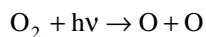
La *profundidad de penetración* es la altitud, para incidencia normal, a la que la intensidad de la radiación ha disminuido en un factor  $e^{-1}$  (que es aproximadamente 0.37), es decir, en un 63%. Veamos con más detalle cuáles son los procesos de absorción en la franja del ultravioleta. Según la longitud de onda, encontramos que:

i) La radiación entre 0.2-0.3  $\mu\text{m}$  es absorbida por el ozono en su proceso de disociación:

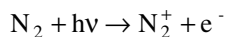
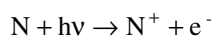
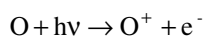
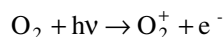
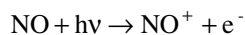


La profundidad de penetración para esta longitud de onda es de unos 40 km.

ii) La radiación entre 0.15-0.2  $\mu\text{m}$  es absorbida por el  $\text{O}_2$  en su disociación, a una altura de unos 80 km.

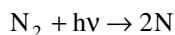


iii) por debajo de los 0.15  $\mu\text{m}$ , la radiación produce la ionización del NO, el  $\text{O}_2$ , el O, el N y el  $\text{N}_2$  :



Para las longitudes de onda correspondientes a la región entre 0.1 y 0.15  $\mu\text{m}$  la profundidad de penetración varía mucho con la longitud de onda; puede llegar a los 70 km.

iv) La disociación del  $\text{N}_2$  se produce para  $\lambda < 0.127 \mu\text{m}$ :

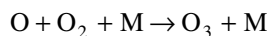


A la superficie terrestre no llega prácticamente radiación de longitud de onda inferior a los 300 nm (0.3  $\mu\text{m}$ ). Las altas temperaturas de la termosfera, con un ciclo diurno que oscila entre los 500 K y los 1500 K durante la noche, y los 1000 K y los 2000 K durante el día, para la capa más externa, aproximadamente isotérmica, son debidas a todas estas reacciones. También la composición variable de la heterosfera es debida a estos procesos.

### 2.2.1 El ozono en la estratosfera

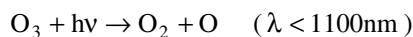
La mayor parte de la radiación ultravioleta del Sol corresponde a la región más próxima al visible, entre 170 y 370 nm. Esta radiación es absorbida en la estratosfera por el ozono. El aumento de temperatura con la altura en esta capa, que llega aproximadamente a los 0°C en la cima (estratopausa), es debido precisamente a la absorción de esta radiación.

Como vimos en el capítulo 1, el ozono se forma en la estratosfera a partir de la disociación del oxígeno molecular por absorción de radiación ultravioleta. Posteriormente, el oxígeno atómico se combina con el molecular, en presencia de una tercera molécula M que absorbe la energía que resulta de la colisión, y se forma el ozono:

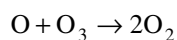


En la destrucción de ozono intervienen diferentes procesos. Los más importantes son:

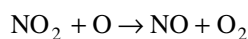
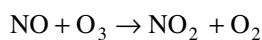
- Acción de la radiación solar:



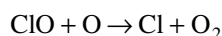
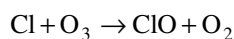
- Combinación con el oxígeno atómico:



- Reacciones con nitrógeno:



- Reacciones con cloro:



Las velocidades a que se dan estas reacciones son proporcionales a las concentraciones de los reactivos. Los coeficientes de proporcionalidad pueden ser calculados ya que dependen de la intensidad de la radiación incidente y de su distribución de longitud de onda. Considerando un estado estacionario de equilibrio fotoquímico, es decir, un estado en que las concentraciones de las diferentes especies se mantienen constantes, se puede calcular la concentración de ozono en función de la altura y comparar los resultados obtenidos con las medidas. Los cálculos predicen

concentraciones más altas que las medidas para latitudes bajas ( $10^\circ$ ) y, en cambio, concentraciones más bajas que las medidas para latitudes altas ( $60^\circ$ ). Estas discrepancias sugieren que se forma más cantidad de ozono cerca del ecuador que cerca de los polos y que existe un transporte meridional del ecuador hacia las latitudes altas (figura 2.8).

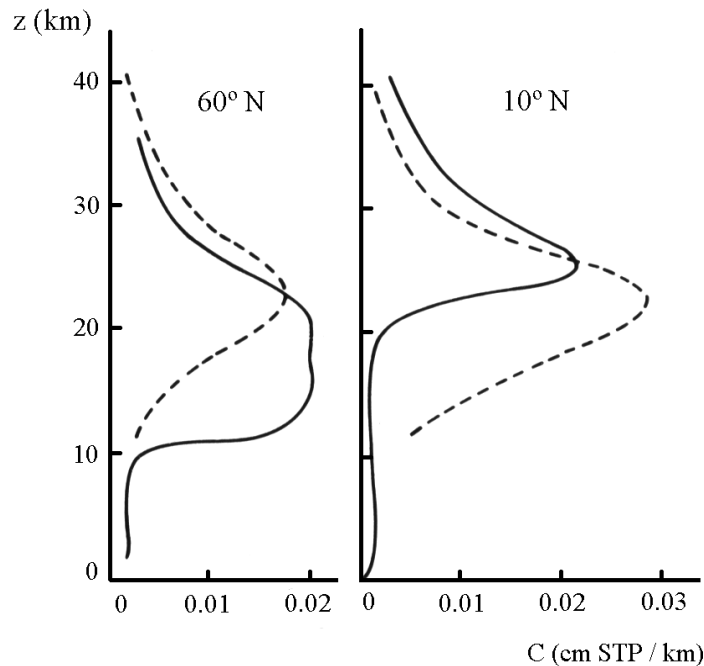


Fig. 2.8 Distribución de la concentración de ozono con la altura (Iribarne y Cho, 1980). La curva continua representa los valores experimentales y la curva discontinua los valores calculados a partir de la teoría del equilibrio fotoquímico. La concentración viene expresada en centímetros de grosor de ozono puro, a temperatura y presión estándar (273 K y 1 atm), por cada quilómetro de altura

Por debajo de los 30 km de altitud la radiación que llega es más débil, de manera que el ozono se mantiene estable o una fracción pasa a la troposfera, donde se destruye por reacciones químicas con sustancias oxidables.

### 2.3 La radiación terrestre

La absorción de radiación solar por parte de la atmósfera y la superficie terrestre, hace que éstas se calienten y, como consecuencia de la ley de Stefan-Boltzmann, emitan también radiación. La Tierra y la atmósfera, mucho más frías que el Sol, emiten radiación térmica en la franja del infrarrojo entre  $4.0\text{-}60\ \mu\text{m}$ , con un máximo cerca de los  $10\ \mu\text{m}$ . Dado que el planeta está en equilibrio radiativo, la radiación solar que absorbe en onda corta ha de ser igual a la que emite en onda larga al espacio exterior.



Consideremos, suponiendo que no hay atmósfera, una porción del suelo a la que llega radiación solar. Una parte de esta radiación es reflejada y una parte es absorbida, como se representa en la figura 2.9. La superficie se va calentando por efecto de esta absorción y, por tanto, también empieza a emitir. Podemos suponer que emite como un cuerpo negro.

Si llamamos  $E$  a la fracción absorbida por unidad de área, una vez alcanzado el equilibrio radiativo, ésta será igual a la emitida, que según la ley de Stefan-Boltzmann es  $\sigma T_0^4$ . Se cumplirá:

$$E = \sigma T_0^4 \quad (1)$$

donde  $T_0$  es la temperatura del suelo en el equilibrio.

### Ejercicio 2.2:

La radiación solar llega a la superficie terrestre a un ritmo de  $0.9 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ . Si su absorbancia es  $A_C = 0.2$  en onda corta y  $A_L = 1$  en onda larga, ¿cuál será la temperatura de equilibrio de la superficie?

En el equilibrio radiativo, la energía que absorbe ha de ser igual a la que emite:

$$A_C E_C = A_L E_L \quad (1)$$

donde  $E_C$  es la energía que llega en onda corta y  $E_L$  la energía que emite en onda larga. Si  $T$  es la temperatura de equilibrio, por la ley de Stefan-Boltzmann

$$E_L = \sigma T^4$$

de manera que la ecuación (1) queda

$$A_C E_C = A_L \sigma T^4 \quad (2)$$

Teniendo en cuenta que  $1 \text{ cal} = 4.18 \text{ J}$ , la energía en onda corta es

$$E_C = 0.9 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min}} = 627 \frac{\text{J}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}}$$

Sustituyendo los valores en la ecuación (2) y despejando  $T$  resulta

$$T = 216.8 \text{ K} = -56 \text{ }^\circ\text{C}$$

que sería la temperatura de equilibrio.

### 2.3.1 El efecto invernadero

Debido a la capa de aire que rodea la superficie de la Tierra, la temperatura de equilibrio no es  $T_0$  sino que es una temperatura más alta. Este calentamiento que se produce por la existencia de una atmósfera se denomina *efecto invernadero*<sup>3</sup>.

Para entender cómo se produce el efecto invernadero, consideremos ahora la misma porción de suelo que en el apartado anterior pero colocando un techo de vidrio a una cierta altura. Como la superficie de vidrio es transparente a la radiación solar, tanto la incidente como la reflejada, la fracción absorbida por el suelo es la misma  $E$  que teníamos en el caso sin techo. En cambio, la capa de vidrio sí que absorbe la radiación terrestre que le llega y, en consecuencia, se calienta. Como resultado de este calentamiento, emite, por su parte, radiación hacia el espacio exterior y hacia el suelo. Si  $T$  es su temperatura final, la radiación emitida por la superficie de vidrio será  $\sigma T^4$ . Al suelo llega ahora más radiación que antes: la de onda corta procedente del espacio exterior, más la de onda larga que llega de la superficie de vidrio, y la temperatura final será  $T'_0$ , diferente de la que obteníamos sin la capa de vidrio (figura 2.9).

En el estado de equilibrio, la energía  $E$  que el sistema absorbe del espacio exterior ha de ser igual a la que sale al espacio exterior  $\sigma T^4$ :

$$E = \sigma T^4$$

de manera que, comparando con (1), resulta

$$T = T_0 \quad (2)$$

Además, la energía que emite la superficie de vidrio ha de ser igual a la que absorbe

$$2\sigma T^4 = \sigma T_0^4$$

y sustituyendo (2) tenemos que

$$2\sigma T_0^4 = \sigma T_0^4$$

de donde se puede despejar la nueva temperatura del suelo:

$$T'_0 = \sqrt[4]{2}T_0 \cong 1.19T_0$$

---

<sup>3</sup> El término *efecto invernadero* tiene un origen periodístico y, como veremos más adelante, no es demasiado afortunado ya que la atmósfera no se comporta de la misma manera que un invernadero. El término científico correspondiente es *efecto de atmósfera*.

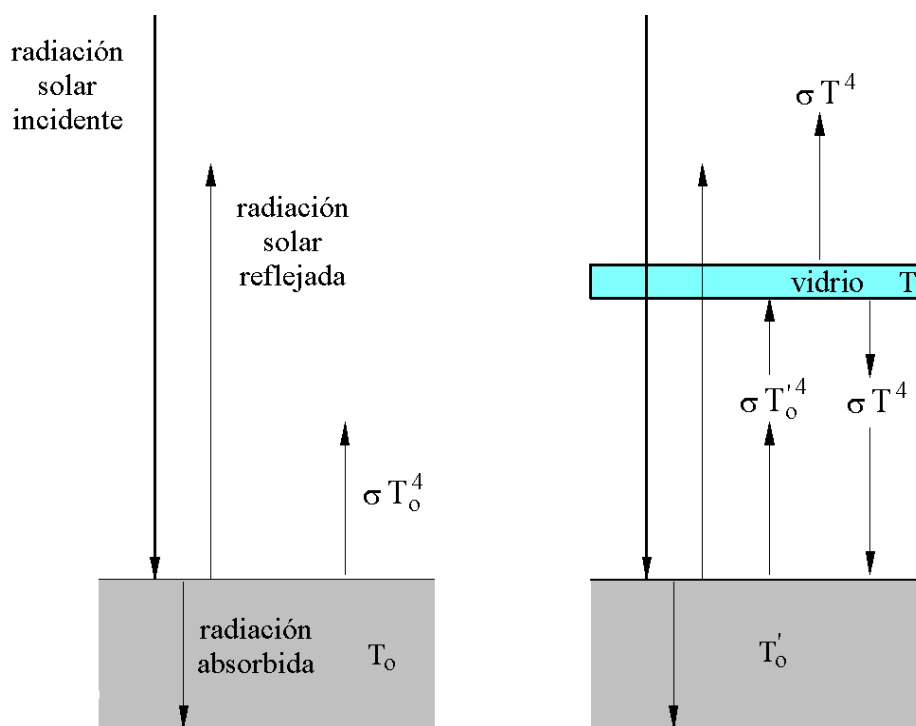


Fig. 2.9 A la izquierda, se representan la radiación solar que llega al suelo y la radiación emitida por el suelo. A la derecha, para considerar el efecto invernadero suponemos que se coloca una superficie de vidrio (que actuaría de una manera similar a como lo hace la atmósfera). Se representan la radiación solar incidente, la reflejada, la absorbida, la radiación emitida por el suelo y la emitida por el vidrio

Por ejemplo, si  $T_0 = 293\text{K} = 20^\circ\text{C} \longrightarrow T'_0 = 348\text{K} = 75^\circ\text{C}$ . Se ha producido un calentamiento considerable. No obstante, se ha de tener en cuenta que este ejemplo es sólo una simplificación. El problema es más complicado cuando sustituimos la superficie de vidrio por la atmósfera terrestre, ya que ésta no es exactamente un cuerpo negro para la radiación de onda larga ni es transparente a la radiación de onda corta. Además, en el ejemplo sólo se tiene en cuenta el equilibrio radiativo, al no considerar la convección, cuando la atmósfera en realidad está en equilibrio radiativo-convectivo, aproximadamente.

El efecto invernadero es, por tanto, un fenómeno natural que hace que el planeta se mantenga a una temperatura superior en unos  $35^\circ\text{C}$ , como veremos más adelante, a la que tendría si no se produjera (aproximadamente  $253\text{K}$  o  $-20^\circ\text{C}$ ). Veremos también que el aumento en la concentración de ciertos gases debido a la actividad humana (sobretudo dióxido de carbono) puede producir una intensificación del efecto invernadero.

### 2.3.2 Emisión y absorción de onda larga

La energía asociada a la radiación que emite la Tierra (5-25  $\mu\text{m}$ ) puede dar lugar sólo a cambios en el estado rotacional y vibracional de las moléculas de aire. En la emisión y la absorción en onda larga se pueden tener en cuenta las simplificaciones siguientes:

- La superficie terrestre se comporta aproximadamente como un cuerpo negro, pero con una emisividad de 0.9-0.95. Por simplicidad, se puede tomar la unidad.
- El agua en forma líquida tiene una absorbancia más grande que el vapor; prácticamente cualquier nube, independientemente del grosor, del contenido de gotas y del radio de éstas, se comporta como un cuerpo negro.

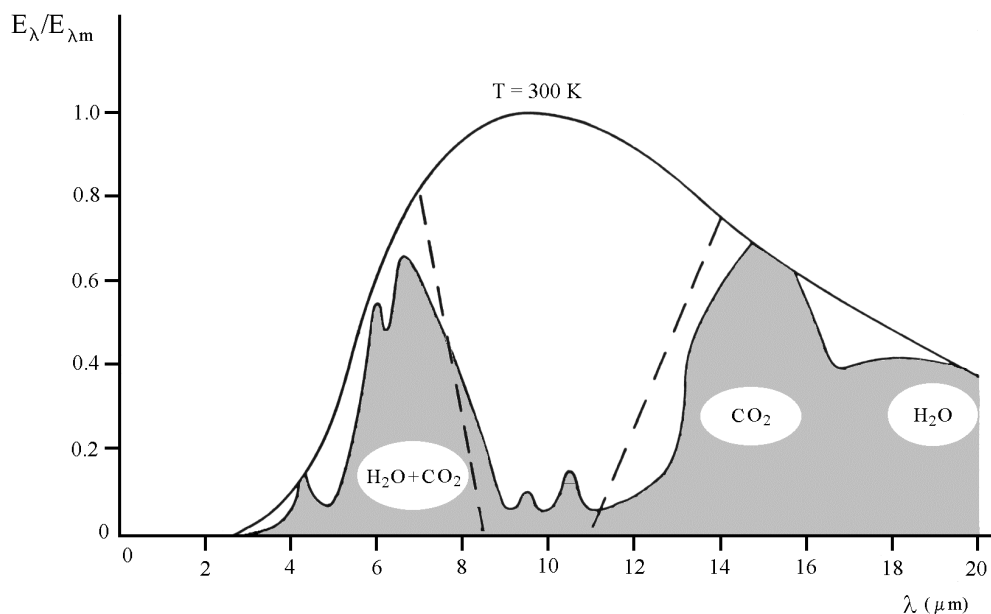


Fig. 2.10 Espectro de emisión de los gases atmosféricos al nivel del mar (área sombreada). La curva envolvente es la de emisión del cuerpo negro a la misma temperatura. La zona entre las dos líneas discontinuas es la ventana atmosférica por la cual la radiación que emite la superficie terrestre escapa al espacio exterior, ya que los gases atmosféricos no absorben ni emiten en esta región. En el eje de ordenadas la energía se expresa en términos relativos referidos a la energía máxima

Los constituyentes atmosféricos principales  $\text{N}_2$  y  $\text{O}_2$  no absorben en la franja de emisión de la superficie terrestre. La absorción es debida, principalmente, al vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono:

- vapor de agua: absorbe en las bandas  $< 4\mu\text{m}$ ,  $6.3\mu\text{m}$ ,  $> 9\mu\text{m}$ .
- $\text{CO}_2$ : absorbe en la banda  $13-17\mu\text{m}$ .
- $\text{O}_3$ : absorbe en la banda  $9.7\mu\text{m}$ .

La absorción del ozono es pequeña; donde realmente tiene interés es en la absorción de radiación solar (banda de onda corta); entonces, para la región entre  $9-11\mu\text{m}$  la atmósfera es prácticamente transparente. Esta región se denomina *ventana atmosférica* y es, por tanto, una franja de la radiación terrestre que escapa al espacio exterior. El área sombreada de la figura 2.10 muestra el espectro de emisión de los gases atmosféricos a  $300\text{K}$ , mientras que la envolvente corresponde a la curva de emisión del cuerpo negro a la misma temperatura. La zona entre las dos líneas discontinuas ( $9-11\mu\text{m}$ ) corresponde a la ventana atmosférica.

## 2.4 Balance de energía

Si la Tierra se mantiene, por término medio, en estado estacionario con una temperatura constante, significa que pierde al espacio exterior, en radiación de onda larga, tanta energía como absorbe del Sol en radiación de onda corta.

Si suponemos que la emisividad del Sol es la unidad, la energía solar emitida por unidad de área y unidad de tiempo  $E_{\text{sol}}$  viene dada por la ley de Stefan-Boltzmann:

$$E_{\text{sol}} = \sigma T_s^4$$

donde  $T_s \cong 5900\text{K}$  es la temperatura de emisión del Sol.

Para la Tierra, el *flujo medio teórico de energía solar incidente*  $S_t$  por unidad de superficie en la cima de la atmósfera, cuando la Tierra se encuentra a la distancia media Tierra-Sol, lo podemos obtener de la manera siguiente. La potencia procedente del Sol, que llega a la distancia  $R_{ts}$  (distancia media Tierra-Sol), es  $4\pi R_{ts}^2 S_t$ . Por otra parte, la potencia emitida por el Sol es  $E_{\text{sol}}$  multiplicada por su área, es decir,  $\sigma T_s^4 4\pi R_s^2$ . Las dos potencias han de ser iguales, suponiendo que no hay pérdidas:

$$4\pi R_{ts}^2 S_t = \sigma T_s^4 4\pi R_s^2$$

$R_{ts} = 1.49598 \times 10^{11}\text{m}$  (distancia media Tierra-Sol) y  $R_s$  es el radio del Sol.

De aquí podemos despejar el valor de  $S_t$  :

$$S_t = \sigma T_s^4 \left( \frac{R_s}{R_{ts}} \right)^2 = 1487 \text{ Wm}^{-2}$$

El valor observacional es un poco inferior  $S = 1376 \text{ Wm}^{-2}$  y se denomina *constante solar*. Éste es un valor medio ya que la insolación no es constante, sino que varía en  $\pm 3.2\%$  debido a la elipticidad de la órbita terrestre.

La potencia interceptada por el disco terrestre es, por tanto,  $S\pi R_T^2$ , donde  $R_T$  es el radio de la Tierra. Promediando para toda la superficie terrestre obtenemos la potencia recibida por unidad de superficie

$$S \frac{\pi R_T^2}{4\pi R_T^2} = \frac{S}{4} = 338 \text{ W / m}^2$$

Esta cantidad de energía ha de ser, a la vez, perdida por la Tierra en forma de radiación de onda larga.

La región ecuatorial recibe del Sol, por término medio, más energía que la polar; también las pérdidas en radiación de onda larga son mayores para el ecuador que para los polos. Pero para la región ecuatorial las pérdidas son menores que las ganancias, mientras que para la región polar las ganancias son menores que las pérdidas. Dado que no se produce un calentamiento progresivo del ecuador ni un enfriamiento de los polos, esto quiere decir que existe un transporte meridional continuo de energía del ecuador a las latitudes altas (figura 2.11), de manera que este desequilibrio se compensa.

Este transporte está relacionado estrechamente con el movimiento atmosférico, del que nos ocuparemos en el capítulo 3. En la tabla 2.2 se pueden comparar las temperaturas teóricas y las observadas que corresponden a cada latitud, y se observa cómo las diferencias de temperatura entre latitudes bajas y altas son más grandes para las teóricas que para las observadas.

El transporte de este exceso de energía de la zona ecuatorial hacia la zona polar, deficitaria, se realiza mediante los siguientes mecanismos:

- aproximadamente el 10% lo transportan las corrientes oceánicas a unos  $35^\circ$  de latitud;

- el otro 90% lo transporta la atmósfera en la troposfera en forma de calor sensible (es decir por convección, difusión molecular y difusión turbulenta), calor latente, energía potencial y energía cinética, también sobre la latitud 35°.

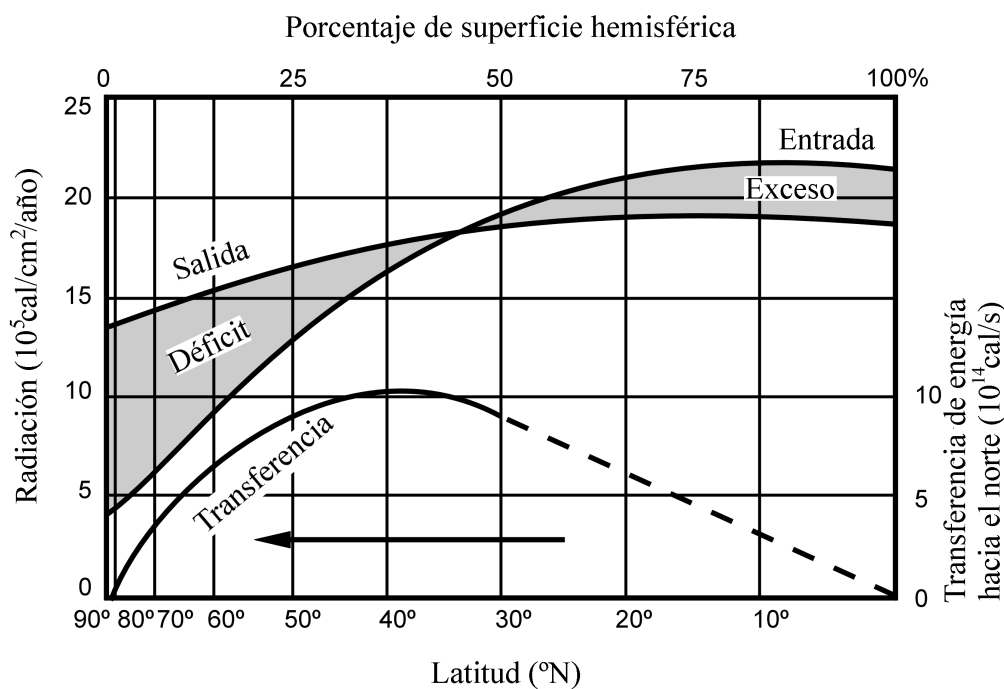


Fig. 2.11 Transferencia de energía de las latitudes bajas, con exceso, hacia las altas, con déficit, para compensar el desequilibrio

Tabla 2.2. Temperaturas latitudinales teóricas y observadas

Latitud (grados)	0	20	40	60	80
Temperatura teórica ( $^{\circ}\text{C}$ )	32.7	28.3	13.8	-11.1	-32.2
Temperatura observada ( $^{\circ}\text{C}$ )	26.1	25.5	13.8	-1.1	-16.6

De estos mecanismos los más importantes son el calor sensible y el calor latente, que están estrechamente ligados a la circulación general. Como veremos en el capítulo 3, en la troposfera, en latitudes medias y altas, tiene lugar la formación de perturbaciones con forma sinusoidal vinculadas a ondulaciones del frente polar, de longitud de onda de algunos miles de kilómetros, como se muestra

en la figura 2.12. El resultado es un transporte neto de calor sensible de las latitudes más bajas a las más altas y así se compensa horizontalmente el imbalance que se produce en cada zona latitudinal entre la radiación que entra del espacio exterior y la que sale. El exceso en las latitudes bajas va a compensar el déficit de las altas, de manera que no se produce ni un calentamiento ni un enfriamiento progresivos (figura 2.11). En todo caso pueden haber oscilaciones temporales, durante períodos cortos de tiempo, debidas a los cambios estacionales o al paso de perturbaciones.

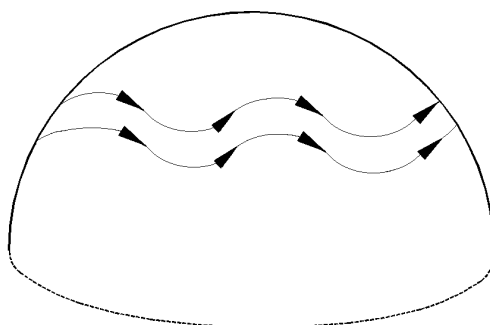


Fig. 2.12 Fase inicial de la formación de perturbaciones, asociadas a ondulaciones del frente polar

#### 2.4.1 Balance energético anual

Para considerar el *balance energético anual* para todo el planeta primero veremos cómo se distribuye la radiación, en onda corta y en onda larga, que recibe y emite el sistema Tierra-atmósfera.

##### a) Radiación de onda corta

Supongamos que la energía que llega a la cima de la atmósfera (aproximadamente  $2 \text{ cal/cm}^2\text{min}$ ) es 100 unidades arbitrarias de radiación de onda corta procedentes del Sol. Veamos cómo se distribuyen:

- 21 unidades son absorbidas por los gases atmosféricos:
  - 17 en la troposfera
  - 4 en la estratosfera
- 26 unidades inciden en nubes:
  - 3 son absorbidas
  - 23 son reflejadas



- 25 unidades son difundidas por las moléculas de aire y las nubes (la luminosidad del cielo es debida a esta difusión):
  - 21 llegan al suelo y son absorbidas por éste
  - 4 son reflejadas al espacio exterior
- 28 llegan al suelo directamente:
  - 24 son absorbidas
  - 4 son reflejadas

Como apuntábamos en el apartado 2.2 al definir el albedo, la reflexión resulta ser del 31%. Vemos también que la superficie terrestre absorbe un 45% de la radiación que llega a la cima de la atmósfera.

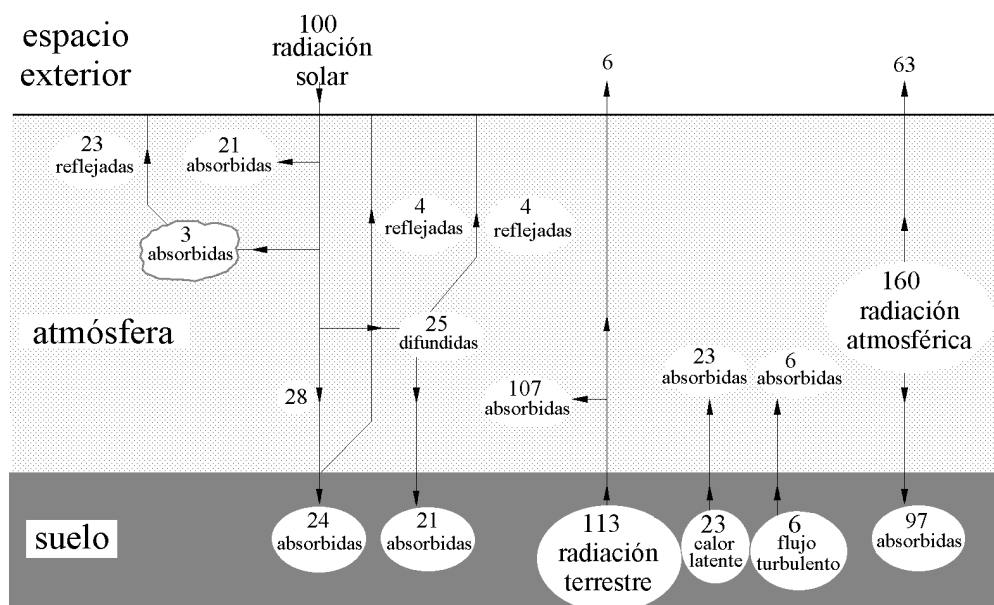


Fig. 2.13 Esquema de la distribución global de radiación de onda corta y onda larga

### b) Radiación de onda larga

- Se estima que el suelo emite por radiación 113 unidades debido a su temperatura. El hecho de que emita más unidades de las que absorbe en onda corta del Sol es porque también absorbe radiación proveniente de la atmósfera. Veamos cómo se reparten estas 113 unidades:

- 6 salen directamente al espacio exterior a través de la ventana atmosférica
- 107 son absorbidas en la atmósfera

Además, hay un flujo de energía del suelo a la atmósfera, debido a la evaporación del agua, en forma de calor latente y también por conducción turbulenta desde el suelo:

- 23 de flujo de calor latente
- 6 de flujo turbulento

El suelo emite, pues, 142 unidades.

- La atmósfera radia 160 unidades en onda larga:
  - 63 se pierden al espacio exterior
  - 97 son absorbidas por el suelo

La figura 2.13 esquematiza esta distribución de la radiación, en onda corta y en onda larga.

#### 2.4.2 Balance en la atmósfera y en el espacio exterior

La pérdida de energía por la atmósfera en radiación de onda larga supone un enfriamiento aproximado de 2.5 °C/día. En cambio, la absorción de energía solar en onda corta representa un calentamiento para la atmósfera de aproximadamente 0.5 °C/día. Esta pérdida neta en onda larga es compensada por la absorción, en primer lugar, de calor sensible, que emite la superficie terrestre y, en menor grado, de calor latente que proviene de los procesos de evaporación-condensación que se producen también en la superficie terrestre.

La presencia de nubes modifica el comportamiento de la atmósfera, ya que forman una capa prácticamente opaca a la radiación de onda larga que emite la superficie. Así, esta radiación no escapa al espacio exterior. Además, se calientan y, en consecuencia, radian también en onda larga, lo cual aumenta la temperatura del aire que se encuentra entre la superficie terrestre y la capa de nubes.

La atmósfera es prácticamente transparente, como vimos, a la radiación de onda larga en la región entre 9 y 11  $\mu\text{m}$ , la ventana atmosférica, excepto a 9.7  $\mu\text{m}$ , en que absorbe el ozono. Esta radiación escapa, por tanto, al espacio exterior. No obstante, algunos gases traza, que se encuentran en concentraciones muy pequeñas en la troposfera y que son producto de emisiones de origen antropogénico, como los clorofluorocarbonos (CFC), el metano ( $\text{CH}_4$ ) o los óxidos de nitrógeno ( $\text{N}_2\text{O}$ ), sí que presentan líneas de absorción en esta región. Un aumento en las concentraciones de estos gases podría implicar acentuar el efecto invernadero, con un calentamiento de la troposfera y el impacto consiguiente sobre el clima.

En las tablas 2.3 y 2.4 se resumen las ganancias y las pérdidas en la atmósfera y el espacio exterior, respectivamente.

Tabla 2.3 Balance en la atmósfera (OC  $\equiv$  en onda corta, OL  $\equiv$  en onda larga)

<u>Ganancias</u>		<u>Pérdidas</u>	
Absorción (OC)	21+3	Emisión al espacio (OL)	63
Absorción (OL)	107	Absorción por el suelo (OL)	97
Calor latente	23	Radiación difusa (OC)	25
Flujos turbulentos	6		
Radiación difusa (OC)	25		
<i>Total</i>	<i>185</i>	<i>Total</i>	<i>185</i>

Tabla 2.4 Balance en el espacio exterior (OC  $\equiv$  en onda corta, OL  $\equiv$  en onda larga)

<u>Ganancias</u>		<u>Pérdidas</u>	
Reflexión nubes (OC)	23	Radiación solar (OC)	100
Radiación difusa (OC)	4		
Reflexión por el suelo (OC)	4		
Ventana atmosférica (OL)	6		
Rad.atmósfera (OL)	63		
<i>Total</i>	<i>100</i>	<i>Total</i>	<i>100</i>

### 2.4.3 Balance en la superficie terrestre

El flujo neto de radiación en la superficie terrestre se obtiene a partir del balance entre la radiación en onda corta proveniente del Sol que absorbe la superficie:

$$R \downarrow_{oc} = \frac{S}{4}(1-\alpha),$$

la radiación en onda larga que emite la misma superficie, que obtenemos de la ley de Stefan-Boltzmann, considerando una emisividad  $\varepsilon$  y una temperatura de equilibrio T para la superficie terrestre:

$$R \uparrow_{ol} \approx \varepsilon \sigma T^4,$$

y la radiación en onda larga que absorbe la superficie proveniente de la atmósfera, debida al calentamiento de los gases de efecto invernadero y la reemisión de radiación por parte de éstos:

$$R \downarrow_{ol}$$

Esta radiación que proviene de la atmósfera depende del perfil vertical de temperatura, de la nubosidad y de la distribución de los gases de efecto invernadero.

La ecuación del balance nos proporciona el flujo neto en la superficie terrestre:

$$R_{\text{neta}} = R \downarrow_{oc} - R \uparrow_{ol} + R \downarrow_{ol}$$

y sustituyendo los términos queda:

$$R_{\text{neta}} = \frac{S}{4}(1 - \alpha) - \epsilon \sigma T^4 + R \downarrow_{ol}$$

En el equilibrio radiativo, los tres términos del miembro de la derecha han de igualar el flujo neto en la superficie terrestre  $R_{\text{neta}}$ . Esta energía  $R_{\text{neta}}$  se utiliza en los procesos siguientes:

- en forma de calor latente en los procesos de evaporación del agua y descongelación de la nieve y el hielo;
- en forma de calor sensible que se emite a la atmósfera; y
- una pequeña parte se transmite hacia el interior de la superficie, a través del suelo.

Un aumento en la concentración de dióxido de carbono u otros gases de efecto invernadero podría repercutir en un aumento en la temperatura  $T$  de equilibrio.

En la tabla 2.5 se especifican las entradas y salidas de radiación a la superficie terrestre por los diferentes procesos.

Tabla 2.5 Balance en la superficie terrestre

<u>Ganancias</u>		<u>Pérdidas</u>	
Rad. difusa abs. suelo (OC)	21	Ventana atmosférica (OL)	6
Rad. solar (OC)	24	Abs. atmósfera (OL)	107
Rad. atmósfera (OL)	97	Calor latente	23
		Flujos turbulentos	6
<i>Total</i>	<i>142</i>	<i>Total</i>	<i>142</i>

## 2.5 Temperatura efectiva

La temperatura efectiva  $T_e$  de un planeta (o del Sol) se define como la temperatura que tendría si, radiando la misma cantidad de energía por unidad de tiempo, se comportara como un cuerpo negro.

La de la Tierra puede ser calculada considerando que la energía absorbida del Sol es igual a la energía emitida al espacio exterior (figura 2.14). Intervienen los términos siguientes:

- *Radiación solar incidente.* Es la radiación recibida por unidad de superficie, multiplicada por la superficie terrestre:  $\frac{S}{4}4\pi R_T^2$ .

- *Radiación solar reflejada.* Es la radiación reflejada por unidad de superficie, multiplicada por la superficie total:  $\frac{S}{4}4\pi R_T^2\alpha$ .

- *Radiación emitida por el planeta.* La obtenemos a partir de la ley de Stefan-Boltzmann, multiplicando por la superficie total:  $\sigma T_e^4 4\pi R_T^2$ ,

donde  $S$  es la constante solar,  $R_T$  es el radio de la Tierra y  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann. Considerar la emisividad de la Tierra en onda larga igual a la unidad no introduce un error importante. Las emisividades estimadas para la superficie terrestre para diferentes tipos de suelo son, aproximadamente, 0.92 para tierra, 0.98 para la vegetación y 0.96 para el agua.

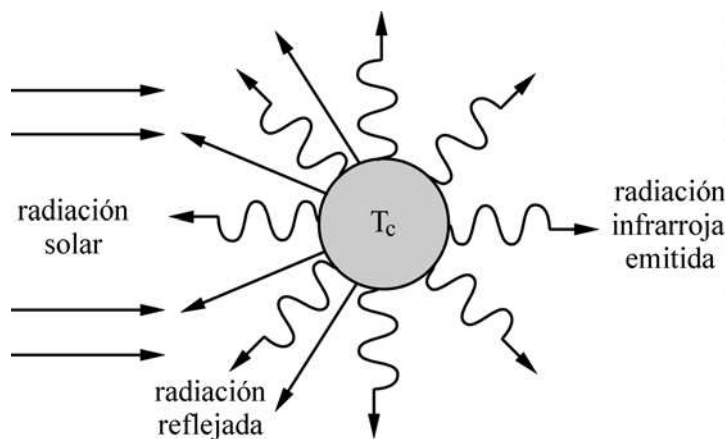


Fig. 2.14 El balance energético en la superficie terrestre se calcula teniendo en cuenta la energía solar que llega, la fracción de ésta que es reflejada y la energía que emite la Tierra, haciendo una corrección para tener en cuenta el efecto invernadero

Igualando las entradas y salidas, queda una ecuación en la que interviene la temperatura de equilibrio  $T_e$ :

$$\frac{S}{4}(1-\alpha)4\pi R_T^2 = \sigma T_e^4 4\pi R_T^2$$

Despejando y sustituyendo los valores, tomando  $\alpha=0.31$ , obtenemos:

$$T_e = \left[ \frac{S(1-\alpha)}{4\sigma} \right]^{1/4} = 253\text{K}$$

Ésta sería la temperatura del planeta si no se produjera el efecto invernadero. Con este fenómeno la temperatura en la superficie se eleva en una cantidad  $\Delta T$  hasta un valor aproximado de 288 K:

$$T_s = T_e + \Delta T \cong 288\text{ K}$$

La tabla 2.6 proporciona las temperaturas efectivas de los planetas del sistema solar.

Tabla 2.6 *Temperaturas efectivas de los planetas (Iribarne y Cho, 1980)*

Planeta	Distancia al Sol ( $10^6$ km)	Albedo	$T_e$ (K)
Mercurio	58	0.058	442
Venus	108	0.71	244
Tierra	150	0.33	253
Marte	228	0.17	216
Júpiter	778	0.73	87
Saturno	1430	0.76	63
Urano	2870	0.93	33
Neptuno	4500	0.84	32
Plutón	5900	0.14	43

### 3 El movimiento atmosférico

La mayor parte de los procesos físicos que tienen lugar en nuestra atmósfera son el resultado de los intentos de autoregulación que ésta realiza para tratar de reducir las grandes diferencias que resultan de la distribución irregular de la energía, la humedad y la presión en el planeta. La atmósfera actúa como una gran máquina térmica en la cual la diferencia permanente de temperatura existente entre los polos y el ecuador proporciona la energía necesaria para la circulación atmosférica. La eficiencia de esta máquina es muy pequeña, aproximadamente del 2 %.

La transformación de la energía calorífica en energía cinética puede implicar un ascenso o un descenso del aire, pero los movimientos verticales son generalmente mucho menos evidentes que los horizontales. Por término medio, la velocidad de los vientos horizontales es del orden de algunos centenares de veces más grande que la de los movimientos verticales, aunque hay algunas excepciones como, por ejemplo, las tormentas convectivas.

#### 3.1 Dinámica atmosférica

Las fuerzas que actúan sobre un volumen  $V$  de aire de densidad  $\rho$  en el seno de la atmósfera son:

- la fuerza de la gravedad:  $\rho V \vec{g}$  ;
- la fuerza del gradiente de presión  $P$  o fuerza bórica, la cual, por unidad de masa, es  $-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P$  ;
- la fuerza de rozamiento;
- la fuerza de Coriolis.

De estas fuerzas, las que actúan según la vertical son la de la gravedad y la componente vertical de la fuerza bórica  $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}$  (por unidad de masa). Se trata de dos fuerzas que tienen sentidos opuestos y que tienden a compensarse mutuamente y producir el estado del *equilibrio hidrostático*:

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (3.1)$$

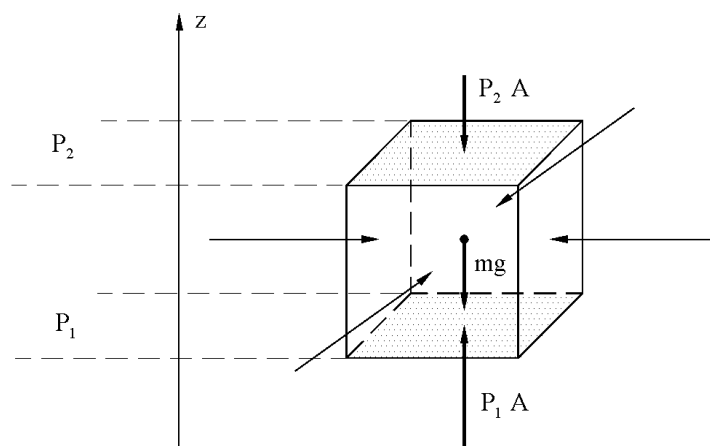


Fig. 3.1 Diagrama de fuerzas que actúan sobre un volumen de aire de masa  $m$

Si se considera, dentro del fluido atmosférico, un cierto volumen de aire como el que aparece en la figura 3.1 (columna de base  $A$ ), las fuerzas horizontales de la presión que el resto de fluido ejerce sobre esta porción de aire se compensan entre sí, mientras que en la vertical la diferencia de presiones entre las dos alturas ( $P_1$  y  $P_2$ , con  $P_1 > P_2$ ) determina la aparición de una fuerza vertical hacia arriba (el empuje de Arquímedes,  $(P_1 - P_2)A$ ) que compensa el peso del volumen ( $mg$ ). Las superficies isobáricas, superficies de igual presión, son planos horizontales cuando se da este equilibrio hidrostático.

De alguna manera, se puede interpretar que la fuerza de la gravedad es la responsable tanto de la producción como del mantenimiento del gradiente vertical de presión. Cuando el equilibrio entre las dos fuerzas se rompe, como cuando se tiene un cierto volumen de aire de densidad diferente al del entorno, se producen movimientos verticales acelerados de flotación o de hundimiento de este volumen.

## 3.2 El movimiento horizontal

El resto de fuerzas (la componente horizontal de la fuerza bórica, la fuerza de Coriolis y la de rozamiento) actúan según el plano horizontal y dan lugar al movimiento horizontal del aire, es decir, al viento.

### 3.2.1 El gradiente horizontal de presión

Es la componente de la fuerza bórica según el plano horizontal. La formación de un gradiente horizontal de presión cualquiera representa un estado de desequilibrio momentáneo que da lugar inmediatamente al movimiento horizontal acelerado del aire, es decir, provoca la aparición de viento. Puede aparecer por causas mecánicas (por convergencia o divergencia locales del aire) o por causas



térmicas (por la expansión o la compresión del aire sobre una cierta zona de la superficie que ha experimentado un calentamiento o que se está enfriando). Los gradientes horizontales son capaces de mantenerse en el tiempo en un estado de equilibrio dinámico.

En la figura 3.2 se representan dos situaciones que han dado lugar a la aparición de un gradiente horizontal de presión:

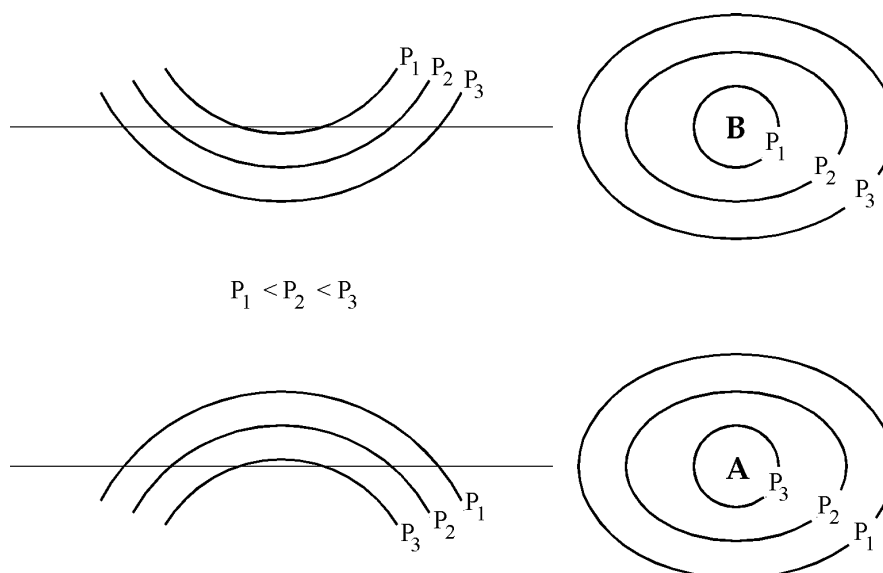


Fig. 3.2 Distorsiones de las superficies isobáricas

En la parte izquierda de la figura 3.2 se representan, en un perfil vertical, dos configuraciones de superficies isobáricas que corresponden a dos estados en que existe un gradiente horizontal de presión. En la parte de arriba se puede ver que se ha producido una distorsión de estas superficies de manera que al cortarlas por un plano horizontal queda formado sobre este plano un centro B de bajas presiones. Así aparece un gradiente de presión dirigido del centro hacia fuera. En cambio, en la parte de abajo se ha formado un centro de altas presiones A, y ahora el gradiente horizontal de la presión va dirigido de afuera hacia el centro.

La fuerza debida a este gradiente horizontal, por unidad de masa, se expresa matemáticamente como:

$$F_B = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (3.2)$$

donde n es la componente horizontal con la cual se está trabajando.

En la figura 3.3 se observa como una sencilla inclinación de las isobaras según la vertical se traduce, en un plano horizontal, en una zona donde aparece un gradiente de presión. La componente  $n$  indica la dirección y el sentido en que la presión crece. La fuerza bórica tendrá el sentido opuesto.

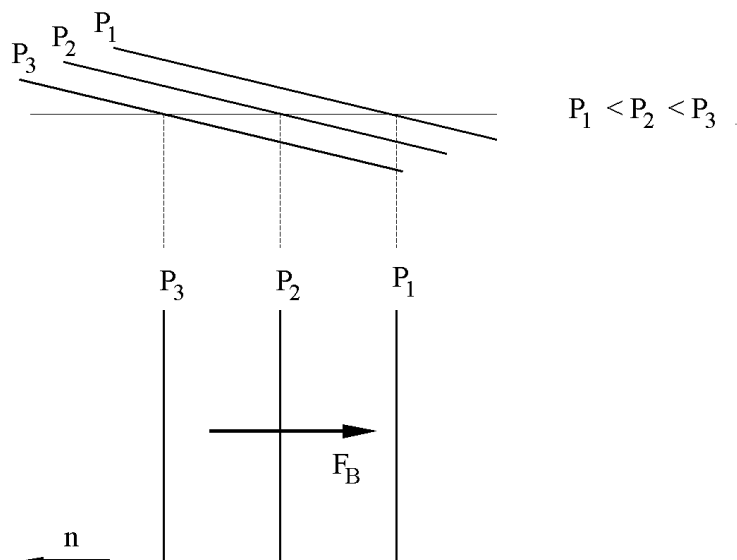


Fig. 3.3 La fuerza del gradiente de presión o fuerza bórica  $F_B$

El efecto aislado de esta fuerza provocaría el movimiento del aire desde las zonas de altas presiones hacia las de bajas presiones. De todas formas, el viento no atraviesa perpendicularmente las isóbaras ya que intervienen otras fuerzas.

### 3.2.2 La fuerza de Coriolis

Cuando se observa el movimiento del aire desde la Tierra, que está en rotación y, por tanto, es un sistema de referencia no inercial, parece como si, además de las fuerzas antes mencionadas, estuviera actuando alguna otra: se trata de la fuerza de Coriolis, una fuerza de inercia, cuyos efectos aparecen por el hecho de que el movimiento de las masas de aire se observa desde la superficie de la Tierra en rotación. Esta fuerza se manifiesta desviando la dirección del aire, de manera que, para un observador situado en la Tierra, produce una desviación de la trayectoria hacia la derecha, en el hemisferio norte, y hacia la izquierda, en el sur.

La figura 3.4 muestra el efecto de esta fuerza sobre una masa lanzada desde el centro de un disco giratorio hacia a la periferia. La trayectoria que sigue la masa para un observador en reposo fuera del disco es rectilínea, pero para un observador que gira con el disco la trayectoria es curva.

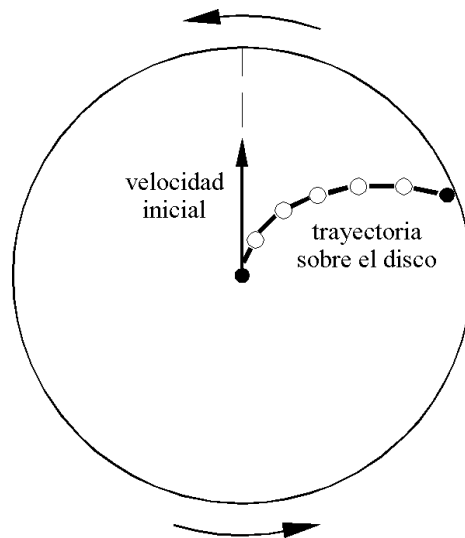


Fig. 3.4 El efecto de Coriolis

Esto es debido al hecho de que la masa, al ir hacia la periferia (y suponiendo que mantiene la velocidad lineal aproximadamente constante), no puede mantener la misma velocidad angular que el disco ya que el radio va aumentando y, en consecuencia, se va quedando atrasada.

La fuerza de Coriolis, por unidad de masa, se expresa vectorialmente como:

$$\vec{F}_C = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (3.3)$$

donde  $\vec{\Omega}$  es el vector axial correspondiente a la velocidad de rotación de la Tierra y  $\vec{v}$  la velocidad de la masa de aire. La figura 3.5 muestra como, en un punto del hemisferio norte, al evaluar el producto vectorial entre el vector axial  $\vec{\Omega}$  y una velocidad  $\vec{v}$  dada, la fuerza de Coriolis  $-2\vec{\Omega} \times \vec{v}$  resulta ser siempre perpendicular a la velocidad (es decir, a la dirección de movimiento del aire) y en un sentido tal que provoca la desviación de la trayectoria hacia la derecha en el hemisferio norte. Como se trata de una fuerza normal al movimiento, sólo afecta a la dirección del viento y no a su velocidad.

El módulo de esta fuerza es:

$$F_C = 2\Omega v \sin\varphi \quad (3.4)$$

donde  $\Omega$  es la velocidad de rotación terrestre,  $7.29 \times 10^{-5}$  rad/s,  $v$  la velocidad de la masa de aire y  $\varphi$  el ángulo que forman los vectores  $\vec{\Omega}$  y  $\vec{v}$ .

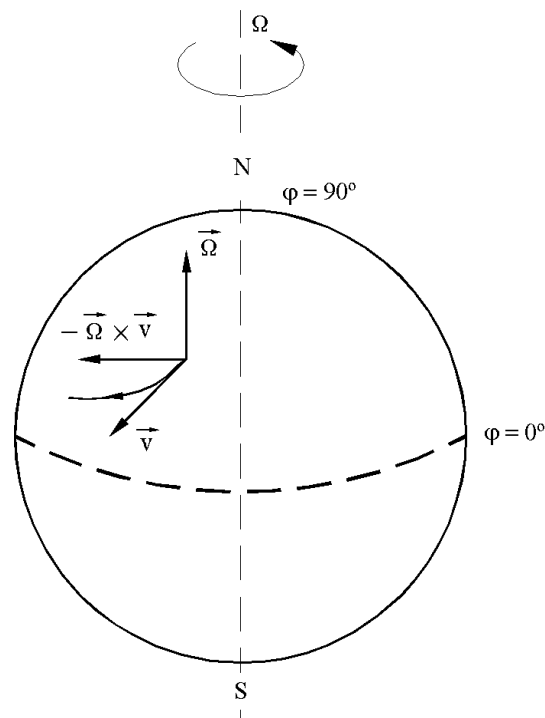


Fig. 3.5 La fuerza de Coriolis en el hemisferio norte desvía la trayectoria hacia la derecha

En el caso de movimiento horizontal del aire, el ángulo  $\varphi$  de la expresión (3.4) coincide con la latitud terrestre. En este caso, la cantidad  $f = 2 \Omega \sin \varphi$  se denomina *parámetro de Coriolis*.

Obsérvese que la magnitud de la fuerza es directamente proporcional a la velocidad horizontal del aire y al seno de la latitud. En consecuencia, este efecto es máximo en los polos ( $\varphi = 90^\circ$ ), disminuye al decrecer la latitud y es nulo en el ecuador ( $\varphi = 0^\circ$ ).

### 3.2.3 El viento geostrófico

El movimiento horizontal del aire más sencillo es el que se produce cuando la fuerza del gradiente de presión queda equilibrada completamente por la fuerza de Coriolis, que actúa en la misma dirección y en sentido opuesto. Esta situación se da cuando la fuerza de rozamiento es despreciable, como en la denominada *atmósfera libre*, por encima de la capa de fricción con el suelo (entre 500 y 1000 m de altura). En este caso, el viento toma una dirección aproximadamente perpendicular al gradiente de presión (es decir, paralela a las isóbaras, como se representa en la figura 3.6) y, siguiendo el movimiento del aire, los núcleos de altas presiones quedan a la derecha y los de bajas presiones a la izquierda, en el hemisferio norte.

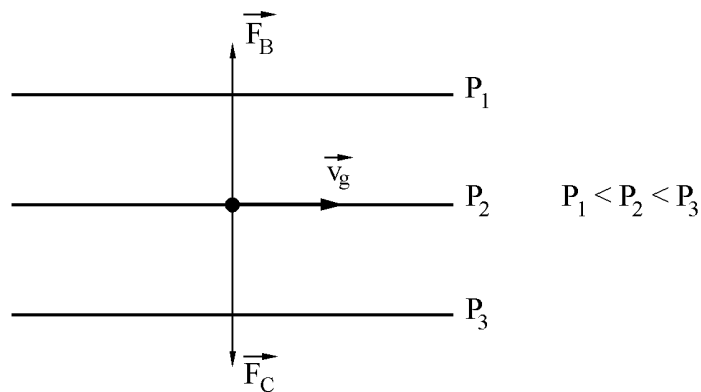


Fig. 3.6 Viento geostrofico

El viento ideal horizontal que cumple esta condición se denomina *viento geostrofico* y su velocidad viene dada por

$$v_g = \frac{1}{2\Omega\rho\sin\varphi} \frac{\partial P}{\partial n} \quad (3.5)$$

Es decir, la velocidad del viento geostrofico es inversamente proporcional al seno de la latitud. Con la excepción de las latitudes bajas, donde la fuerza de Coriolis es prácticamente nula, el viento geostrofico se aproxima mucho al aire observado en la atmósfera libre.

### Ejercicio 3.1

A unos 2 km de altura sobre una determinada región, se observa que el viento lleva una velocidad de 24 m/s (unos 48 nudos). Sobre esta zona y en esta altura, las isóbaras, dibujadas cada 8 hPa, son aproximadamente rectas y están separadas entre sí unos 250 km. Si consideramos que la densidad del aire en esta altura es de  $1 \text{ kg/m}^3$ , ¿cuál es la latitud de esta región?

A esta altura podemos considerar que la velocidad del viento es aproximadamente la del viento geostrofico. Así, de su expresión matemática (3.5) podemos despejar la latitud como:

$$\varphi = \arcsin\left(\frac{1}{2\Omega\rho v_g} \frac{\partial P}{\partial n}\right) = \arcsin\left(\frac{1}{3.5 \times 10^{-3} \text{ N/m}^3} \frac{800 \text{ N/m}^2}{250 \times 10^3 \text{ m}}\right) \cong 66^\circ$$

### 3.2.4 Movimiento ciclónico y anticiclónico

Otro tipo de movimiento es el que se da cuando el aire sigue una trayectoria curvilínea alrededor de un núcleo de alta o baja presión. En este caso, no se tiene equilibrio geostrófico, es decir, la fuerza bórica y la de Coriolis no son iguales y de sentido opuesto ya que su suma vectorial da lugar a una aceleración centrípeta  $a_c$  dirigida hacia al centro de curvatura:



Fig. 3.7 Movimiento alrededor de centros de baja o de alta presión

La figura 3.7 indica que, en el hemisferio norte, en un sistema de bajas presiones el viento sigue una trayectoria aproximadamente circular ya que la fuerza de Coriolis es más pequeña que la presión. La diferencia entre ambas fuerzas da la aceleración centrípeta neta. En el caso de las altas presiones, la aceleración centrípeta también es debida a la diferencia entre estas fuerzas, pero la fuerza de Coriolis es mayor. Cuando la aceleración tangencial es nula, este viento que circula paralelamente a lo largo de isóbaras curvas es conocido con el nombre de *viento del gradiente*.

Suponiendo que los gradientes de presión sean idénticos en los dos casos, las contribuciones diferentes de la fuerza de Coriolis, cuyo módulo es directamente proporcional a  $v$ , implican que la velocidad del viento alrededor de un centro de bajas presiones ha de tener un valor inferior a la del viento geostrófico (viento subgeostrófico), mientras que en el caso de las altas presiones tenemos vientos supergeostróficos. Aún así, este no es un hecho demasiado relevante ya que el gradiente de presión en un anticiclón suele ser mucho menos intenso que en una baja o depresión.

Debe observarse que en el caso del centro de bajas presiones o *depresión*, como la fuerza bórica va dirigida hacia dentro y la de Coriolis hacia fuera, el vector velocidad ha de tener el sentido que indica la figura 3.7 (cabe recordar aquí lo que se ha comentado en el subapartado 3.2.2), de modo que el movimiento alrededor del centro sigue el sentido opuesto a las agujas del reloj. Se trata del movimiento *ciclónico*. En cambio, en el caso del centro de altas presiones, la disposición de las fuerzas es tal que el movimiento alrededor del centro tiene el sentido opuesto y, por eso, recibe el nombre de *anticiclón*. En el hemisferio sur la situación es a la inversa.

La magnitud de la aceleración centrípeta es, en general, pequeña, y sólo tiene mucha importancia en el caso de vientos que se mueven a mucha velocidad siguiendo trayectorias muy curvadas (es decir,

alrededor de un sistema de bajas presiones muy intenso ya que, como hemos dicho, el gradiente de presión en un anticiclón suele ser débil). Hay dos casos que tienen una importancia meteorológica especial: los ciclones intensos cercanos al ecuador, en donde es despreciable la fuerza de Coriolis, y los vórtices de diámetro muy pequeño, como los *tornados*. En estas condiciones, cuando el fuerte gradiente de presión proporciona la aceleración necesaria para que la velocidad del viento sea paralela a las isóbaras, el movimiento se denomina *ciclostrófico*.

Tanto esta situación de equilibrio como la que corresponde al viento geostrófico se rompen cuando los sistemas de presión evolucionan y cuando se mueven en sentido meridional, de manera que la fuerza de Coriolis varía.

### 3.2.5 Fuerzas de rozamiento

En las proximidades de la superficie terrestre (por debajo de los 500 m en terreno llano), el rozamiento hace que la velocidad del viento disminuya por debajo del valor geostrófico. Esto influye también en la fuerza de Coriolis, que depende de la velocidad, la cual, en consecuencia, también disminuye. De esta forma, el viento empieza a atravesar cada vez más oblicuamente las isóbaras en la dirección y el sentido de la fuerza del gradiente de presión. Esta inclinación del viento respecto de las isóbaras suele ser de unos  $30^\circ$  sobre tierra y entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$  sobre el mar. En cuanto al módulo de la velocidad, éste se puede reducir sobre tierra firme a una tercera parte de la velocidad del viento geostrófico, y sobre los océanos a dos terceras partes.

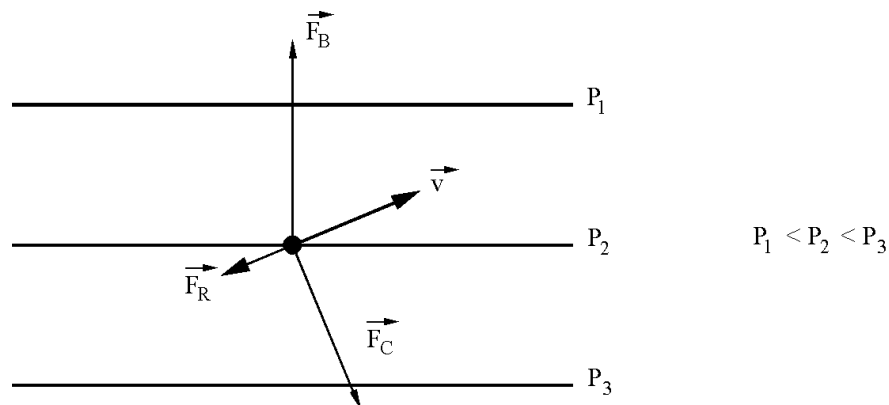


Fig. 3.8 Efecto del rozamiento sobre el movimiento del aire

En el caso del movimiento alrededor de un centro de bajas presiones, el efecto del rozamiento es producir la convergencia del aire en la superficie, lo que generalmente da lugar a un movimiento vertical ascendente. En el caso del anticiclón, el rozamiento favorece la divergencia del aire en la superficie y, por tanto, suele estar asociado a un movimiento vertical descendente denominado *subsistencia*.

Tanto la acumulación como la pérdida de aire en las proximidades de la superficie han de estar compensadas por el movimiento vertical. En la parte inferior de la figura 3.9 se representan un ciclón y un anticiclón vistos de perfil. Se puede ver cómo el aire se eleva por encima de la depresión y desciende sobre el anticiclón, y produce en compensación convergencia o divergencia en la troposfera superior.

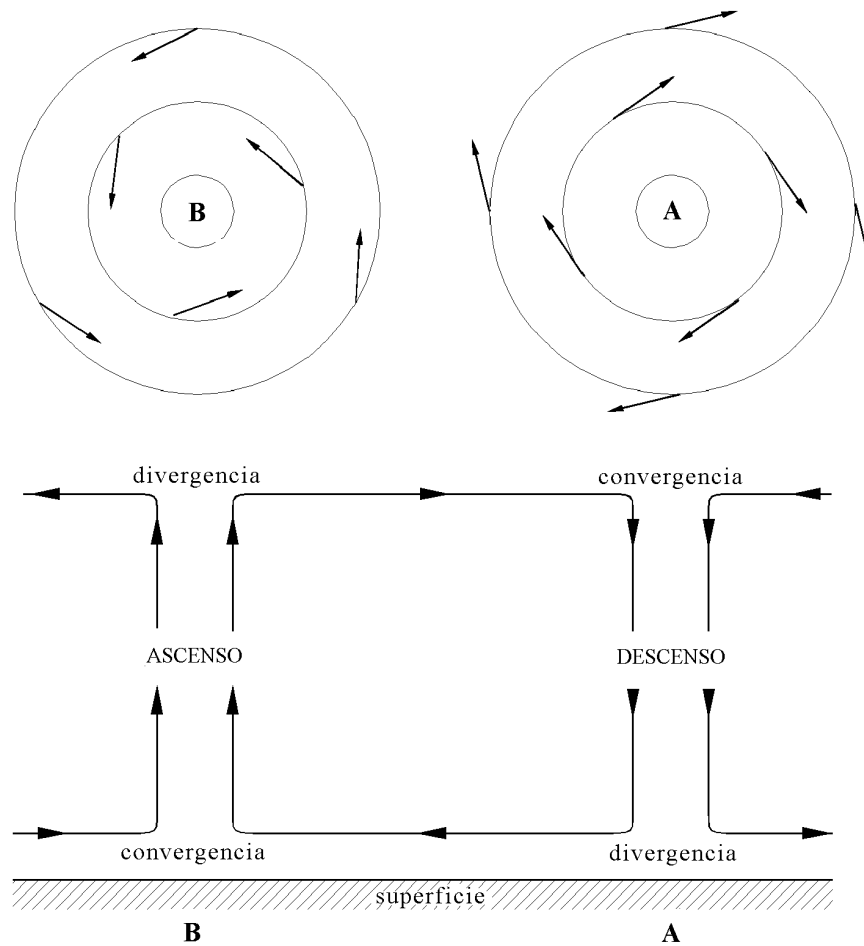


Fig. 3.9 Movimientos verticales del aire asociados a los centros de baja y de alta presión

### 3.3 Los movimientos verticales del aire: ascencias y descendencias



Hemos visto, pues, cómo la convergencia y la divergencia mecánicas del aire asociadas a los centros de baja y de alta presión pueden dar lugar al movimiento vertical a gran escala del aire, de elevación en el primer caso y de subsidencia en el segundo, con velocidades del orden de los 5-10 cm/s en ambos casos.

Pero existen otras causas que determinan el movimiento vertical del aire en la atmósfera, por ejemplo, la convección térmica. Cuando la radiación solar calienta una zona de la superficie terrestre, el aire que hay encima se va calentando por debajo por contacto, de manera que pierde densidad y asciende libremente, y es reemplazado por aire más frío y denso. Se trata de corrientes convectivas de escala local, en que el movimiento vertical puede llegar a ser muy importante; se pueden llegar a tener velocidades del orden de los 10 m/s, como en el interior de las nubes de tormenta.

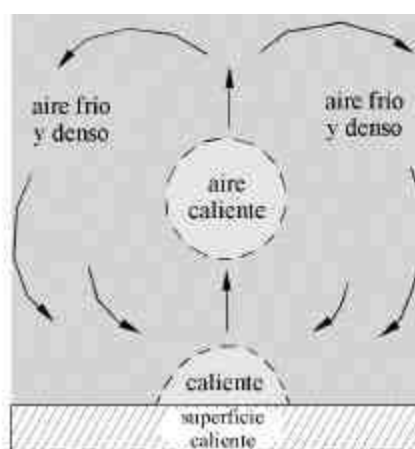


Fig. 3.10 La convección térmica



Fig. 3.11 Ascenso forzado orográfico y frontal

Otra causa por la cual se pueden producir movimientos verticales del aire es la orografía. El aire puede verse forzado a remontar una barrera orográfica, ya sean montañas, conjuntos de edificios o formaciones vegetales importantes. También podemos tener el ascenso forzado del aire en un sistema

frontal, donde una masa de aire caliente es obligada a ascender por encima de otra más fría. Finalmente, se puede tener convección forzada producida por la turbulencia mecánica que experimenta el aire cuando fluye por una superficie irregular.

Cualquiera de estos movimientos ascendentes puede dar lugar a la condensación del vapor de agua contenido en la masa de aire y a la formación de nubes y de niebla. En el capítulo 4 estudiaremos con más detalle estos mecanismos que producen el movimiento vertical del aire y sus consecuencias meteorológicas.

### 3.4 Circulaciones

A causa de ciertas peculiaridades de la topografía de una región o de la interacción entre el océano y los continentes, es bastante corriente el establecimiento de circulaciones de aire de escala local o mayor.

Muchas circulaciones locales, por ejemplo, son determinadas por interacciones entre la atmósfera y la superficie situada debajo de ella. La temperatura de los niveles bajos de la atmósfera depende de que la superficie de debajo sea agua o tierra y de las características de esta tierra. Así, la temperatura es inferior sobre una zona de arena ligera y húmeda que sobre un terreno oscuro y seco, ya que la arena refleja la radiación solar de forma más efectiva que la tierra oscura. Además, parte de esta energía se hace servir para hacer evaporar el agua y, por tanto, queda menos cantidad de calor para aumentar la temperatura. Por otro lado, en una zona costera, es diferente la temperatura del aire sobre el mar que sobre tierra.

#### 3.4.1 La brisa marina y la terrestre

Cuando se aplica calor a un objeto, su temperatura sube, mientras que al enfriarse de nuevo desprende una cantidad equivalente de calor. Pero no todos los materiales tienen la misma capacidad calorífica<sup>1</sup>. Se define el calor específico de una sustancia como la cantidad de calor que se le ha de proporcionar a una unidad de masa para elevar su temperatura 1°C. Por ejemplo, el calor específico del agua es 1 cal/g °C, mientras que el de los minerales que integran las rocas es aproximadamente de 0.2 cal/g °C, es decir, unas cinco veces menor. En consecuencia, una cantidad dada de calor elevará la temperatura de una unidad de masa de las rocas unas cinco veces más que si esta unidad fuese de agua. Esto explica que en un día cálido y en la costa sea frecuente la aparición de una brisa de mar a tierra, denominada *brisa marina*.

Dado que la radiación solar eleva más la temperatura de la tierra que la del mar, el aire que se encuentra sobre la tierra se calienta y, al perder densidad, tiende a elevarse, con lo que disminuye localmente la presión y, en consecuencia, se produce un gradiente de presión desde el agua hacia la tierra. El aire frío que se encuentra sobre el mar se mueve hacia tierra para ocupar el lugar que ha dejado el aire caliente y refresca las costas con brisas marinas. El aire caliente ascendente se mueve hacia el mar en altura, desciende sobre el mar y forma una célula de convección.

---

<sup>1</sup> La capacidad calorífica de una sustancia de masa  $m$  es la cantidad de calor que se ha de suministrar a toda su masa para elevar su temperatura un grado. El calor específico es la capacidad calorífica por unidad de masa.

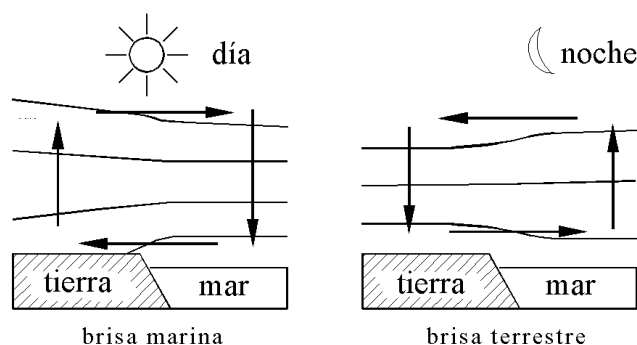


Fig. 3.12 Brisas marina y terrestre

Durante la noche el efecto es el contrario: el mar está más caliente que el continente y la circulación del aire se invierte y da lugar a una *brisa terrestre* o *terral* en la superficie.

Estas dos brisas no son de la misma magnitud; mientras que la velocidad del viento en la brisa marina puede llegar a tomar valores de 4 a 7 m/s, la brisa terrestre no suele presentar velocidades superiores a los 2 m/s. La brisa marina es suficientemente intensa como para dominar sobre la circulación a gran escala de la región. De hecho, en las latitudes medias, la fuerza de Coriolis desvía la brisa marina que se mueve hacia tierra, de manera que, en realidad, sopla casi paralela a la línea de costa. Un ejemplo es el viento de *garbí* (del sudoeste) en las costas catalanas, que sopla casi diariamente en las horas centrales del día. Estos vientos locales pueden tener un efecto decisivo sobre la temperatura y la humedad de las zonas costeras; el aire húmedo de la brisa marina forma muy a menudo nubes al ascender sobre la costa.

### 3.4.2 Los monzones

Un mecanismo muy parecido al de las brisas, aunque a mayor escala, es el que produce los vientos monzónicos, de gran importancia climática en ciertas regiones como la India y otras zonas de Asia y África. Mientras que las brisas tienen una escala temporal diurna, los monzones son un fenómeno estacional y tienen mucha más extensión.

Durante el verano, el aire que se encuentra sobre los continentes fuertemente calentados por el sol asciende y es sustituido por el aire frío procedente del mar, que invade la zona aportando una gran cantidad de humedad. Cuando este aire húmedo avanza tierra adentro, también se calienta y acaba ascendiendo, y en este proceso se condensa parte de su vapor de agua y se libera el calor latente de condensación. Esta liberación de calor intensifica la circulación monzónica, ya que aporta una energía suplementaria que favorece la dilatación y el ascenso del aire. Se producen grandes formaciones nubosas y las lluvias son importantes. Es lo que se conoce con el nombre de *monzón de verano*, que da lugar a la estación húmeda.

En invierno es el aire frío continental el que se desplaza sobre los océanos más cálidos. La circulación se invierte y disminuye drásticamente la cobertura nubosa sobre el continente, lo que da lugar a la estación seca.

### 3.4.3 El viento de montaña y el de valle

En una zona montañosa, durante el día el sol calienta más las laderas de montaña que el valle, de manera que se produce un flujo de aire que asciende desde el valle hasta las cumbres. Se trata del viento *anabático* (ascendente), que alcanza la velocidad más alta a primeras horas de la tarde. Simultáneamente se produce el movimiento del aire siguiendo el eje del valle, en el sentido en que el terreno asciende. Este viento local de valle, generalmente muy flojo, es compensado por un viento de retorno en altura que es alimentado por los vientos anabáticos, que muchas veces queda emmascarado por la circulación general de la zona.

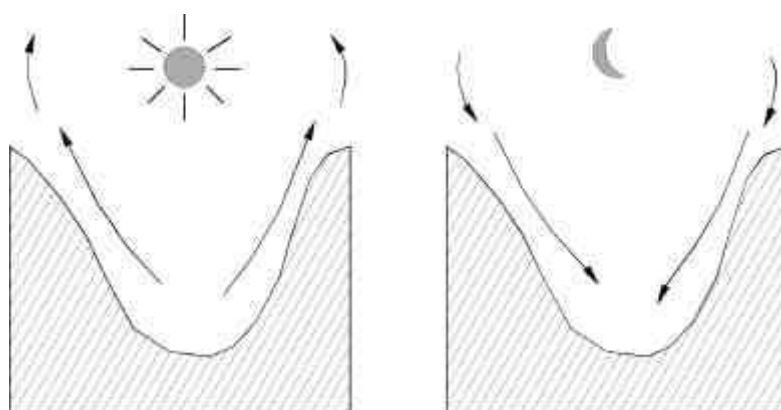


Fig. 3.13 Vientos anabáticos y catabáticos

Durante la noche, la circulación se invierte. Las laderas de la montaña se enfrían por radiación y el aire que tienen encima, más frío y denso, desciende desde la cima y se hunde en el valle, lo que da lugar a lo que se conoce con el nombre de *viento catabático* (descendente). Paralelamente se forman vientos de montaña a lo largo del eje del valle, que soplan hacia las zonas más bajas, mientras que en altura aparece también una corriente de retorno que los compensa.

### 3.5 La circulación general atmosférica

Es la configuración a escala planetaria de los vientos y de la presión como consecuencia de la diferente radiación solar recibida por el planeta en cada latitud y del efecto de la rotación terrestre.

### 3.5.1 Características generales

Como ya hemos visto en el capítulo 2, el aire que rodea la Tierra se calienta más en contacto con el ecuador que en otros puntos, ya que es la zona donde la radiación solar cae de forma más perpendicular. Así, el grosor de la troposfera en el ecuador es más grande que en los polos. Si la Tierra no tuviera el movimiento de rotación y su superficie fuera lisa, el aire que se encuentra sobre el ecuador se elevaría y sería sustituido por el aire más frío de los polos, que son los que reciben la menor cantidad de energía solar. De esta forma, se originaría una brisa polar, proveniente de los polos hacia el ecuador, sobre la superficie. En las capas altas de la atmósfera, el aire que se ha elevado en el ecuador se dirigiría hacia los polos, y descendería sobre ellos, ya enfriado, para completar el ciclo. Tendríamos así unas circulaciones meridianas a escala hemisférica, con fuertes ascendencias sobre el ecuador y descendencias sobre los polos. Este es el modelo de Halley, que se ilustra en la figura 3.14. La consecuencia sería una acumulación de aire frío en los polos, donde la presión atmosférica resultaría muy alta, y una continua ascendencia del aire en las regiones ecuatoriales, en las cuales la presión bajaría muchísimo.

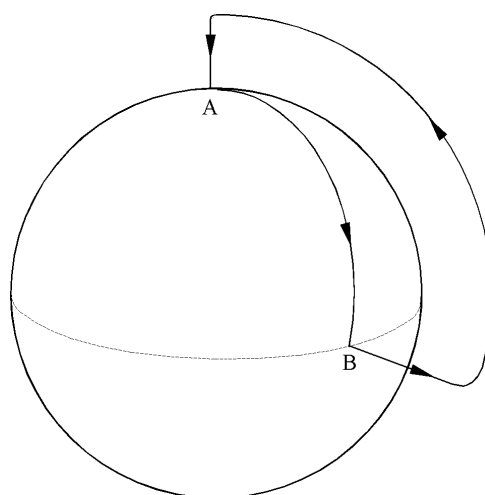


Fig. 3.14 Modelo de Halley (1686)

Pero a causa del movimiento de rotación de la Tierra, la circulación general se complica bastante más. El aire que se dirige hacia el polo norte por las capas altas, va siendo desviado por el efecto de Coriolis hacia la derecha de su trayectoria inicial, progresivamente con más curvatura, hasta convertirse en viento del sudoeste. Al llegar a los 30° de latitud (aproximadamente la de las islas Canarias) ha pasado a ser ya un viento del oeste y se ha enfriado suficientemente como para comenzar a caer hacia el suelo. Una vez en la superficie, se dirige hacia al ecuador, pero no como viento del norte, ya que la desviación de Coriolis vuelve a actuar sobre él y lo convierte en viento del nordeste, donde asciende, y así queda cerrada una célula de convección limitada entre los 30° y el ecuador, denominada *célula de Hadley* (descrita por Hadley en el año 1735).

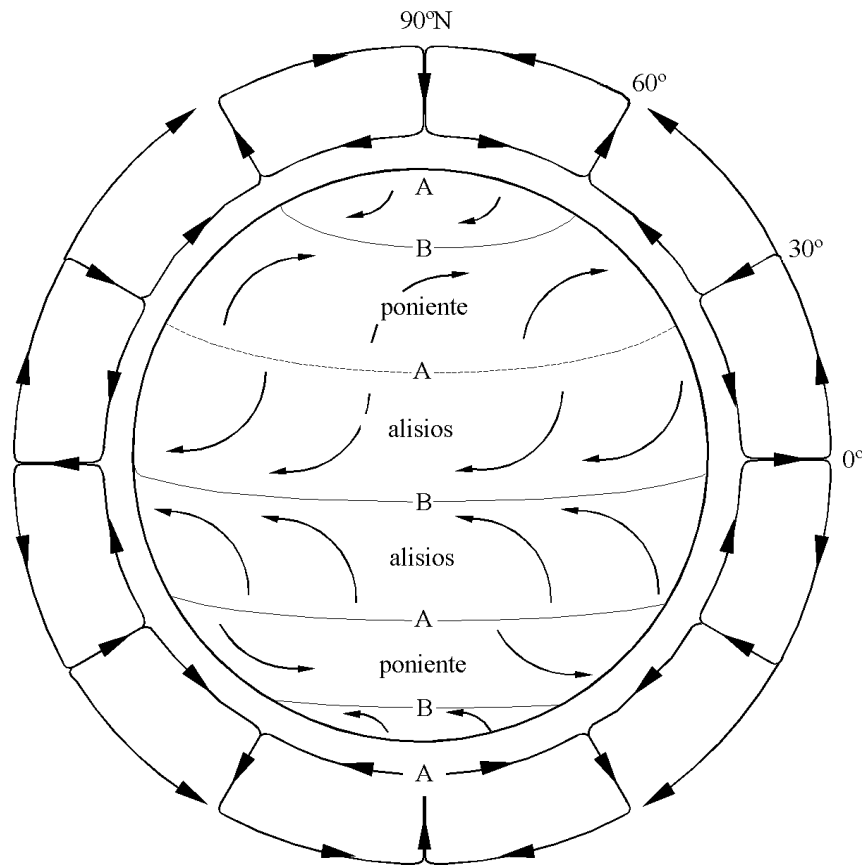


Fig. 3.15 Esquema simplificado de la circulación general atmosférica

De todas formas, la desviación del aire en latitudes bajas, cerca del ecuador, no se puede justificar totalmente por el efecto de Coriolis, debido al bajo valor que esta fuerza toma en esta zona. Ha de explicarse en términos de la conservación del momento cinético. Por ejemplo, el aire que se encuentra sobre el ecuador tiene un momento cinético de rotación muy elevado a causa de la distancia al eje de rotación (el radio terrestre). Al moverse hacia al polo en altura, como esta distancia disminuye, su velocidad angular ha de aumentar para conservar su momento cinético. Esto se traduce en una desviación hacia el este en ambos hemisferios. Este efecto fue descrito por el modelo de Ferrel en el año 1856.

Asimismo, el aire frío y denso que se mueve desde los polos sobre tierra en dirección al ecuador comienza a hacerse del nordeste hasta llegar a los 60° de latitud (aproximadamente, al sur de Groenlandia), en que se hace totalmente del este. En este momento ya se ha calentado suficientemente como para ascender y se dirige nuevamente hacia al polo por las capas altas como viento del sudoeste. En cuanto se encuentra sobre el polo norte, desciende y se cierra el ciclo.

La zona intermedia de latitudes  $60^\circ > \varphi > 30^\circ$  recibe el nombre de *zona templada* y en ella predominan los vientos de componente oeste, no sólo en superficie sino también en altura, en buena parte de la troposfera. En esta zona el transporte horizontal es muy importante. La situación en el hemisferio sur es la simétrica, como puede verse en la figura 3.15, ya que el efecto de Coriolis en este hemisferio hace desviar los vientos hacia la izquierda de su trayectoria.

Esta figura muestra una circulación muy simplificada, pero es útil para identificar algunas de las características principales de las configuraciones generales de presión y de viento. Hay un anticiclón sobre cada polo, una zona de depresiones o de bajas presiones aproximadamente en los  $60^\circ$  de latitud en cada hemisferio, una franja anticiclónica hacia los  $30^\circ$  de latitud, de la cual parten los vientos *alisios* por un lado y los *de poniente* por el otro, y un cinturón ecuatorial bastante ancho, la *zona de convergencia intertropical* (ITCZ), en donde los alisios de ambos hemisferios que convergen están tan intensamente caldeados que se elevan sin penetrar en el interior formando intensas corrientes verticales ascendentes. Por esta razón, en el interior de esta zona prácticamente no hay viento en superficie y por eso se la denomina *zona de las calmas ecuatoriales*. La presión en ella es muy baja. Como el aire en esta zona suele ser muy húmedo, su ascendencia continua produce intensas precipitaciones.

La figura 3.16 es más realista que la 3.15. Muestra cómo las zonas de altas y bajas presiones en superficie no son continuas sino que hay ciertas regiones geográficamente favorecidas, fundamentalmente a causa de la distribución irregular de océanos y continentes y sus diferentes comportamientos térmicos. También se representa el cinturón de bajas presiones ecuatorial o ITCZ. Puede observarse que éste se encuentra cerca del ecuador geográfico pero que presenta variaciones estacionales: en verano está situado ligeramente hacia el norte (unos  $10^\circ\text{N}$ ), especialmente hacia el interior de los continentes, más cálidos; en invierno lo encontramos desplazado en algunas zonas oceánicas hacia el sur (unos  $5^\circ\text{S}$ ). Las células de altas presiones subtropicales se encuentran hacia los  $30^\circ\text{N}$  y los  $30^\circ\text{S}$ , y avanzan y se refuerzan sobre los continentes, relativamente fríos, en invierno, mientras que se intensifican y se extienden sobre los océanos en verano. A causa de la descendencia del aire asociada a las altas presiones, que impide la formación de nubes y la precipitación, en estas zonas el clima es muy seco y es donde se encuentran los principales desiertos (por ejemplo, el desierto del Sahara o el de Sonora en el hemisferio norte, y el desierto de Atacama o el de Kalahari en el hemisferio sur). Sobre los océanos, los anticiclones más importantes son los que se forman sobre las Islas Azores, sobre el Pacífico oriental y en el sur del océano Índico.

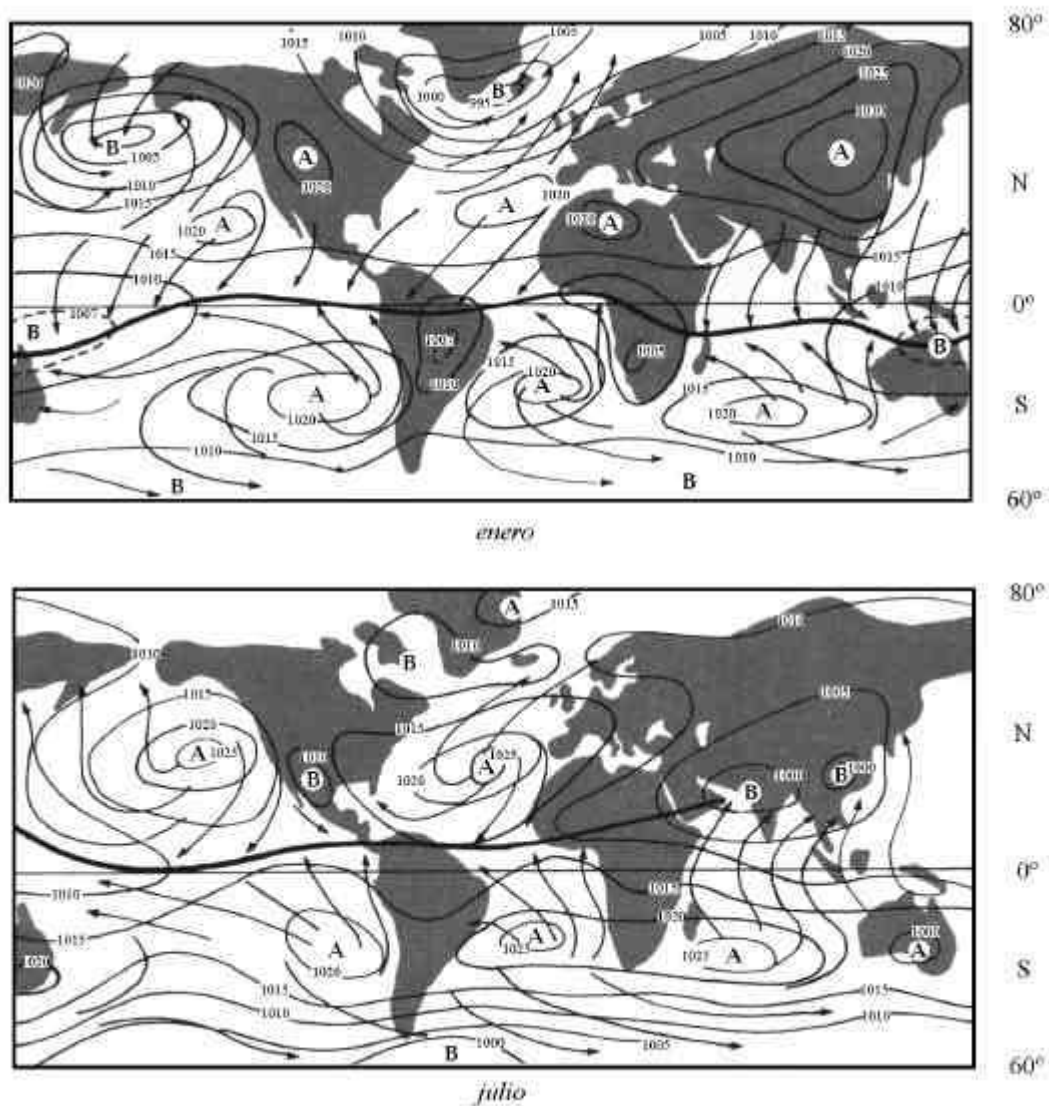


Fig. 3.16 Configuración mediana de vientos y presiones en superficie (en hPa).  
La ITCZ se representa con la línea de trazo grueso

Entre los anticiclones subtropicales y los polos se encuentran unas zonas de bajas presiones, sobretodo en Islandia y en las islas Aleutianas en el hemisferio norte, y sobre los continentes en verano. Estas bajas, que suelen representarse en los mapas de valores medios de la presión atmosférica como en la figura 3.16, indican que sobre estas zonas es frecuente el paso de depresiones muy intensas; mientras que los anticiclones antes aludidos son persistentes sobre las zonas donde se representan. Las latitudes intermedias de la zona templada resultan afectadas por el avance de estas depresiones móviles que



pueden llegar a estas latitudes sobretodo en invierno, y por los anticiclones que en verano pueden extenderse hasta afectar esta zona.

En la figura 3.16 puede observarse también la circulación monzónica sobre el continente asiático. La formación de un centro de altas presiones sobre el continente en invierno hace que aparezcan vientos soplando hacia el océano (monzón de invierno, estación seca). En cambio, en verano se forma en la región una zona de bajas presiones que provoca la invasión del aire oceánico, húmedo y inestable, hacia tierra. Este aire, al ascender sobretodo por el efecto del Himalaya, produce lluvias torrenciales (monzón de verano, estación húmeda).



*Fig. 3.17 Imagen del Meteosat del disco terrestre (1200 visible) tomada el día 30 de junio de 1997.*

Las figuras 3.17 y 3.18 muestran las imágenes del Meteosat del disco terrestre correspondientes a un día de junio y a uno de diciembre. En ellas pueden observarse la zona de convergencia intertropical (ITCZ), como también formaciones nubosas correspondientes a las zonas de bajas presiones y las áreas descubiertas típicas de los anticiclones.

En la figura 3.17, correspondiente al mes de junio, la banda nubosa asociada a la zona de ascendencia del aire de la ITCZ se encuentra desplazada ligeramente hacia el norte del ecuador. Al oeste de la península Ibérica aparece una depresión con circulación ciclónica del aire, como corresponde al hemisferio norte. En la figura 3.18, correspondiente al mes de diciembre, la ITCZ aparece desplazada levemente hacia el sur del ecuador. Puede observarse cómo en el hemisferio sur las formaciones nubosas asociadas a las depresiones indican la circulación del aire en el sentido de las agujas del reloj, al revés que en el hemisferio norte.



*Fig. 3.18 Imagen del Meteosat del disco terrestre (1200 visible) tomada el día 9 de diciembre de 1997.*

### 3.5.2 El frente polar

Como ya se ha visto, el aire expulsado de los polos no pasa normalmente por debajo de los 60° de latitud. La zona de depresiones que hay sobre la superficie en estas latitudes separa, pues, el aire polar del de la zona templada o aire tropical. El *frente polar* es esta franja que separa, en el hemisferio norte, los vientos polares del nordeste de los tropicales del sudoeste. En el hemisferio sur separa los vientos polares del sudeste de los tropicales del nordeste.

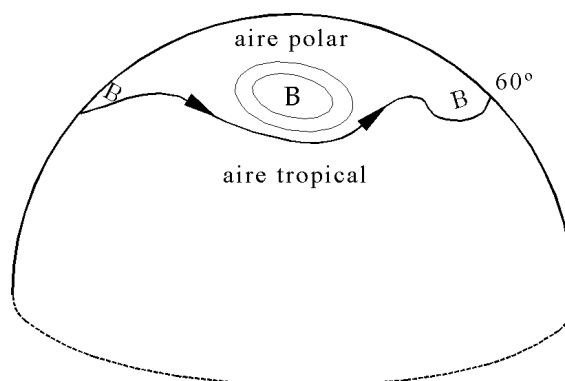


Fig. 3.19 El frente polar

El frente polar no es una línea que coincida con un paralelo geográfico sobre la superficie de la Tierra, sino que normalmente presenta ondulaciones en el centro de cada una de las depresiones que hay a lo largo de esta zona, y algunas discontinuidades. Su posición y forma varían continuamente, sobretodo a causa de la distribución irregular de océanos y continentes y de las barreras orográficas. Mientras que en verano suele estar situado más hacia el norte, en invierno suele estar más hacia el sur. Sus ondulaciones van trasladándose del oeste hacia al este. El tiempo en la zona templada está muy ligado con la configuración del frente polar.

### 3.5.3 La corriente en chorro

Examinando un corte vertical de la atmósfera terrestre de norte a sur (como el de la figura 3.20), se observan unas fuertes corrientes de aire del oeste en altura, a una velocidad máxima muy pronunciada: en el hemisferio norte supera generalmente los 60 m/s, y en invierno puede aumentar incluso hasta los 135 m/s. Como ya hemos visto en el capítulo 1, se conocen con el nombre de *corrientes en chorro* o *corrientes en jet* y tienen una repercusión fundamental en la dinámica atmosférica, ya que son un medio muy eficaz y rápido de propagación de la energía a grandes distancias.

Asociado al frente polar se encuentra el *jet polar*, un viento térmico que se origina por el fuerte gradiente meridiano de temperatura que existe entre el aire polar y el tropical. Esta corriente está restringida a la zona donde este gradiente y el intercambio de energía son máximos. Existe también un *jet subtropical*, formado en la zona de confluencia entre la célula de Hadley tropical y la zona templada, asociado con el gradiente de temperatura que hay en las capas superiores de la troposfera. El *jet polar* está situado en una latitud muy variable y generalmente es discontinuo y presenta rupturas, mientras que el subtropical es mucho más persistente, aunque muy raramente alcanza las altas velocidades del polar.

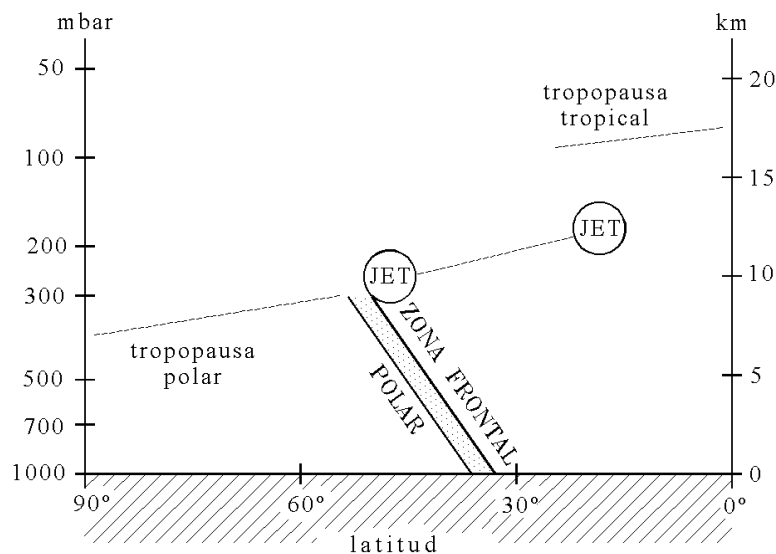


Fig. 3.20 Perfil vertical simplificado de la troposfera

Las corrientes en *jet* tienen un papel fundamental en las variaciones a corto plazo de la circulación general: son un mecanismo muy efectivo de mezcla horizontal de masas de aire térmicamente diferentes y están relacionadas con la formación y el desplazamiento de las depresiones y los anticiclones en superficie.

### 3.6 Las corrientes oceánicas

Las corrientes oceánicas superficiales se forman, igual que los vientos, como consecuencia de la distribución de zonas de alta y de baja presión atmosférica, y aparecen para regular el intercambio de calor y energía entre estas zonas, a la vez que influyen de forma importante en el clima, dada su capacidad calorífica (unas 1000 veces superior a la de la atmósfera). Se calcula que las corrientes oceánicas representan entre un 20 y un 25 % del transporte de calor total meridiano. Este transporte varía con la latitud, y es más importante en latitudes bajas.

En la figura 3.21 puede observarse cómo las corrientes cálidas (por ejemplo, la del Golfo, que se forma en el Caribe y el golfo de México, o la del Brasil) transportan calor hacia los polos. Las corrientes frías (como la de California o la del Perú) transportan agua fría desde los polos hasta el ecuador. También podemos observar la formación de unos grandes movimientos circulares controlados por las altas presiones subtropicales, así como la influencia de los vientos de la circulación general al nivel de la superficie, especialmente los del oeste. Entre los anticiclones subtropicales y el ecuador los vientos alisios dan lugar a las corrientes ecuatoriales norte y sur.

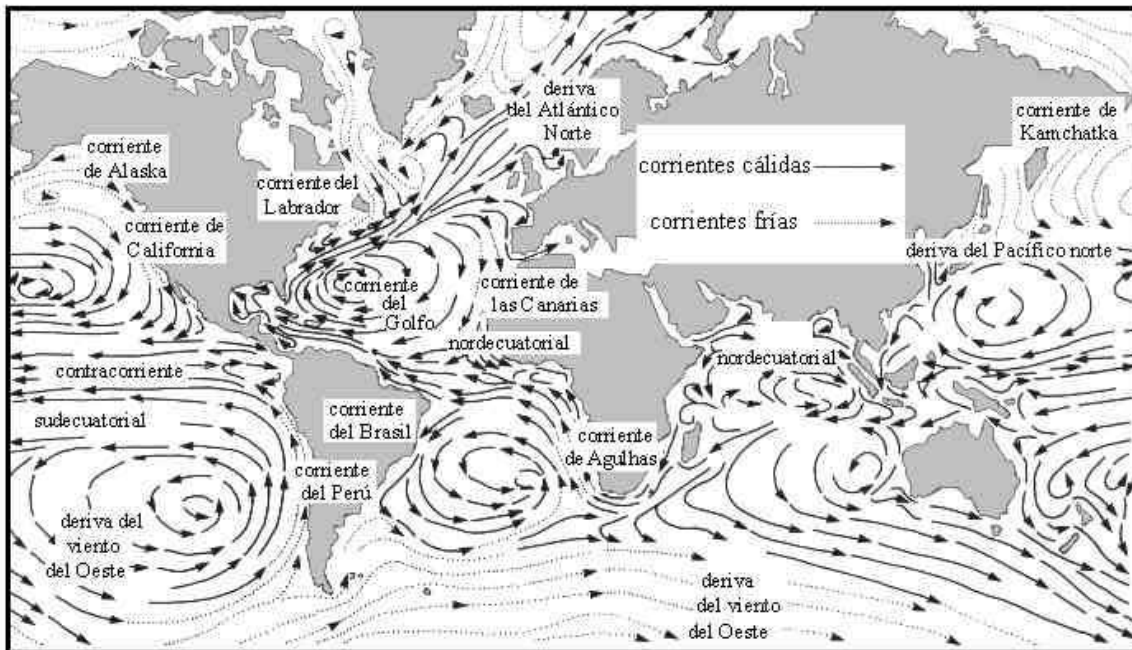


Fig. 3.21 Corrientes oceánicas

Un hecho de gran influencia en la circulación general es la ascensión importante de agua fría de las profundidades en las regiones ecuatoriales, debido a la desviación de las aguas superficiales que hacen los vientos alisios. Se han encontrado relaciones entre este fenómeno y algunos cambios de la circulación atmosférica del hemisferio norte. A veces esta ascensión de agua no se produce y se registra un calentamiento anómalo de las aguas superficiales. Esta anomalía, cuando se da en el Pacífico ecuatorial, se conoce con el nombre de *El Niño*, porque el fenómeno se observa en las cercanías de la Navidad, y puede tener consecuencias catastróficas para el sector de la pesca de los países que la sufren, ya que el agua fría de las profundidades, que no llega a la superficie, es muy rica en nutrientes fundamentales para la fauna marina. Más adelante, en el capítulo 5, trataremos el tema con más detalle.

## 4 Fenómenos meteorológicos

### 4.1 La humedad terrestre

En la Tierra, el agua se encuentra en un estado de transformación constante denominado *ciclo hidrológico*, en el cual se dan tres procesos fundamentales: la *evaporación* del agua en los océanos, en los ríos y los lagos, en el suelo mojado y por transpiración de las plantas; la *condensación* del vapor de agua en forma de nubes, niebla o rocío, y la *precipitación*. Los dos primeros son un cambio de fase (de líquido a gas, de gas a líquido) en el cual interviene el *calor latente de evaporación*: se necesitan unas 590 calorías<sup>1</sup> (2470 J) para evaporar un gramo de agua, y en la condensación de un gramo de agua se libera una cantidad equivalente de calor. Si recordamos el valor del calor específico del agua (1 cal/g °C), vemos que la evaporación de un gramo de agua absorbe tanto calor como el que se necesita para elevar en 1 °C la temperatura de 590 veces esta cantidad de agua. En estos procesos, pues, el intercambio energético es muy importante. De hecho, el contenido de vapor de agua de la atmósfera se puede considerar como un almacén importante de energía en forma de calor latente.

Para indicar la proporción de vapor de agua dentro de un cierto volumen de aire se hacen servir diversas magnitudes: la *humedad absoluta* (la masa de vapor por volumen de aire, g/m<sup>3</sup>), la *humedad específica* (la masa de vapor por unidad de masa de aire, g/kg) y la *humedad relativa* (el cociente en tanto por ciento entre la humedad absoluta del aire a una cierta temperatura y la que este aire tendría si estuviera saturado a esta temperatura). Esta humedad relativa, U, puede expresarse en términos de la presión de vapor *e* o presión parcial del vapor en la mezcla de gases que componen el aire, haciendo

$$U = \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (4.1)$$

donde  $e_s$  es la presión de vapor saturante para la temperatura del aire, es decir, la máxima presión parcial que el vapor puede ejercer, ya que el aire a esta temperatura no puede contener más agua en forma gaseosa.

---

<sup>1</sup> A 15 °C de temperatura.

La fuerte dependencia de  $e_s$  respecto a la temperatura se muestra en la figura 4.1. La curva continua representa la presión saturante del vapor respecto de la fase líquida en función de la temperatura y, por tanto, es la curva de equilibrio entre las dos fases, gas y líquido. El punto triple indica el estado de presión y temperatura en que las tres fases, gas, líquido y sólido, pueden coexistir en equilibrio. Se trata del punto de fusión del hielo, a  $0^\circ\text{C}$ . Por debajo del punto triple, la presión de vapor saturante es más pequeña sobre una superficie de hielo que sobre una de agua líquida en estado de subfusión. Por esto aparece la curva de equilibrio gas-sólido, representada en forma discontinua en la figura. Un punto situado a la derecha del punto triple representa el estado de una muestra de aire típica en la atmósfera en la cual el contenido de humedad se encuentra en forma gaseosa. Cuando una masa de aire tiene unas condiciones de humedad y temperatura tales que se puede representar por un punto a la izquierda del punto triple entre las curvas de equilibrio gas-líquido (continua) y gas-sólido (discontinua), resulta ser sobresaturada respecto de la fase hielo y no saturada respecto del agua, de manera que si coexisten las dos fases se producirá el crecimiento del hielo a costa del agua sobrefreadada presente.

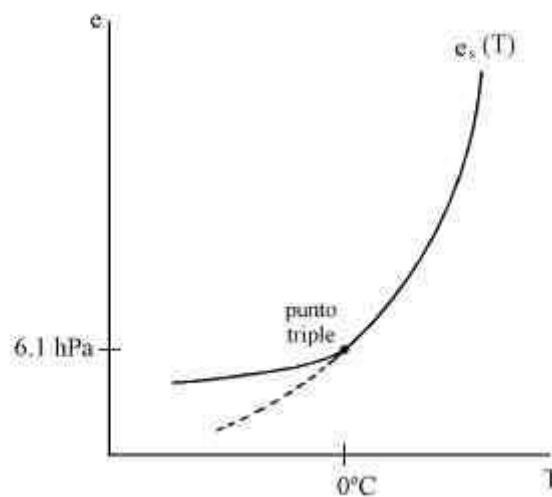


Fig. 4.1 Presión de vapor saturante en función de la temperatura

## 4.2 Principales procesos termodinámicos en la atmósfera

La condensación del vapor de agua se produce en procesos en los cuales hay una variación en el equilibrio entre las variables termodinámicas de volumen del aire, temperatura, presión y humedad. Las circunstancias favorables a la producción de condensación más frecuentes en la atmósfera son las que provocan un descenso de la temperatura del aire, de manera que se llega a la saturación. Fundamentalmente tenemos tres procesos: el enfriamiento por contacto, la mezcla de masas de aire a diferente temperatura y el enfriamiento dinámico por elevación del aire.

### 4.2.1 El enfriamiento por contacto

Se produce, por ejemplo, cuando pasa aire cálido y húmedo por encima de una superficie fría. También cuando durante la noche, sobretodo en invierno y en calma, el suelo se enfría por radiación y este enfriamiento se extiende a la capa de aire húmedo que se encuentra en contacto con él. En ambos casos, si el enfriamiento es suficiente para llegar a la temperatura que corresponde a la saturación, se produce la condensación del vapor de agua del aire en forma de rocío sobre la superficie, de niebla o, incluso, de escarcha, como resultado del cambio de fase de gas a sólido<sup>2</sup>.

El proceso se puede seguir sobre un diagrama de presión de vapor de saturación del agua en función de la temperatura:

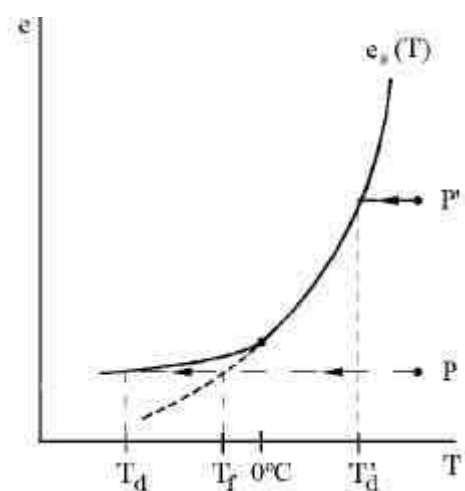


Fig. 4.2 Enfriamientos isobáricos a partir de los estados  $P$  y  $P'$

Consideremos que inicialmente el aire tenga una temperatura y una humedad tales que pueda ser representado por el punto  $P$  de la figura 4.2. Si suponemos que el enfriamiento se produce a presión total constante, mientras que el aire no llegue a la saturación la presión de vapor  $e$  también permanecerá constante. Así, la evolución del aire mientras se está enfriando puede seguirse en el diagrama sobre una línea paralela al eje de las abscisas, partiendo desde el punto  $P$  y yendo hacia la izquierda. Al llegar a la curva de equilibrio gas-sólido, el aire está saturado respecto del hielo y su temperatura  $T_f$  se conoce con el nombre de punto de escarcha. Para que aparezca escarcha deben

<sup>2</sup> El cambio de fase del estado sólido al gaseoso se denomina *sublimación*. Algunos autores utilizan también este término cuando el cambio de fase es en sentido opuesto, de gas a sólido; otros hacen uso del término *deposición*. El calor latente de sublimación es de 680 cal/g ( $2.84 \cdot 10^6$  J/Kg). El calor latente de la fusión (cambio de fase sólido-líquido) es de 80 cal/g (334 kJ/kg).



haber superficies apropiadas donde el vapor pueda depositarse en forma de cristales de hielo. Si no se produce esta deposición y el aire se continúa enfriando, se llega a la curva del equilibrio gas-líquido, en que el aire resulta saturado respecto del agua, a la temperatura  $T_d$  (y recibe el nombre de *punto de rocío*). Naturalmente, cuando la humedad del aire es tal que la presión de vapor es más alta que la que corresponde al punto triple del agua (como en la situación que muestra el punto P' de la figura) sólo se podrá llegar por enfriamiento isobárico al punto de rocío  $T'_d$ .

La condensación se produce con mucha dificultad en el aire limpio; la humedad generalmente necesita una superficie adecuada para condensarse o depositarse. En el caso del rocío o la escarcha, la condensación se puede producir sobre el suelo o sobre una planta, pero en la masa de aire la condensación se produce alrededor de los *núcleos de condensación*, partículas microscópicas que pueden ser de polvo, de humo, de sales (NaCl) o de otras sustancias, las superficies de las cuales tienen la propiedad de ser higroscópicas. Además, los aerosoles higroscópicos son solubles. Esto es muy importante ya que la presión de vapor saturante es menor para las disoluciones que para el agua pura. De hecho, la condensación comienza sobre estas partículas antes de que el aire esté saturado. La niebla está formada por gotitas microscópicas de agua condensadas alrededor del núcleo de condensación.

La niebla que se forma por el enfriamiento de la superficie por radiación se conoce con el nombre de *niebla de radiación*. Se produce preferentemente en zonas bajas y valles y también en regiones industriales, donde la concentración de aerosoles higroscópicos emitidos es más alta. No suele ser frecuente en verano, ya que se disipa con facilidad al salir el sol. En cambio, en invierno se puede mantener durante algunos días e, incluso, transformarse en una nube de tipo estratiforme (un *estrato*) por la acción del viento.

Cuando el enfriamiento del aire se da por el paso del aire húmedo sobre una superficie más fría, se forma lo que se denomina *niebla de advección*. Este proceso es muy típico sobre los océanos fríos, cuando un aire cálido proveniente de una latitud menor se desplaza por encima. También puede darse en las zonas costeras, en invierno, cuando el aire húmedo marítimo se desplaza hacia el interior del continente.

#### 4.2.2 La mezcla

La mezcla vertical de dos capas diferentes dentro de una sola masa de aire, o la mezcla horizontal de dos masas de aire diferentes, también puede producir condensación. La figura 4.3 muestra un caso de condensación por mezcla horizontal de dos masas de aire.

Si una de las masas es caliente y muy húmeda, la podemos representar en el diagrama e-T como el punto A de la figura 4.3. La masa fría estaría representada por el punto B. Dada la curvatura de la curva de presión de vapor saturante  $e_s(T)$ , el estado final de la mezcla entre ambas, que viene dado por un punto intermedio sobre la recta que las une, resulta a la izquierda

de la curva de equilibrio gas-líquido, es decir, sobresaturado. En consecuencia, se produce condensación. La niebla resultante se conoce con el nombre de *niebla de mezcla*. Las estelas que los aviones dejan en el cielo son un caso de niebla de mezcla, en que los gases húmedos y calientes que salen del motor se mezclan con el aire frío y seco de fuera.

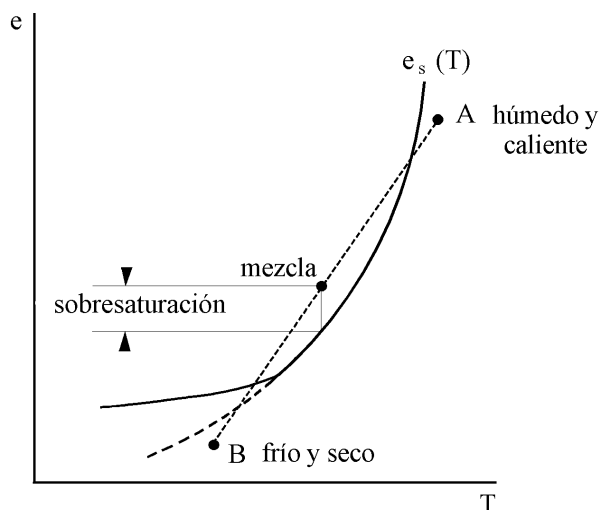


Fig. 4.3 Mezcla horizontal de dos masas de aire

Por efecto de la turbulencia también se puede producir la mezcla vertical dentro de una capa de aire suficientemente húmedo, por la agitación a que está sometido. Así, también se puede llegar a la condensación dentro de esta capa y a la formación de una nube estratiforme. Esto ocurre a menudo en la capa de fricción con el suelo y sus efectos aumentan con la rugosidad de éste y la velocidad del viento. Este efecto turbulento también explica por qué el viento puede intensificar y elevar la niebla de radiación y producir *estratos*.

#### 4.2.3 El enfriamiento dinámico

Es el proceso que causa una condensación más efectiva. Los movimientos verticales de las masas de aire en la atmósfera van siempre acompañados de cambios en la presión. El movimiento de una masa de aire hacia una zona cercana pero que se encuentra a presión diferente, cuando se realiza sin intercambio de calor con el ambiente, produce un cambio de volumen y de temperatura que se denomina *adiabático*. En la atmósfera, los movimientos verticales ascendentes y descendentes del aire suelen producir cambios adiabáticos de temperatura, ya que el aire es en general mal conductor del calor y las masas de aire tienen tendencia a mantener sus características térmicas.

Consideremos la masa de aire a presión  $P$  y temperatura  $T$  de la figura 4.4. Al ascender, ya sea por el ascenso libre que se da en los movimientos convectivos o por el ascenso forzado orográfico o frontal (recuérdese el apartado 3.3 del capítulo anterior), la masa se desplaza a una región de presión menor  $P'$ , de manera que se expande y experimenta un aumento de volumen hasta que su presión se iguala a la del ambiente. Si no hay intercambio de calor con el entorno, el trabajo necesario para esta expansión lo extrae de su propia energía interna y, por tanto, su temperatura disminuye a  $T'$ . Este enfriamiento puede dar lugar a la condensación del vapor que contenga la masa de aire.

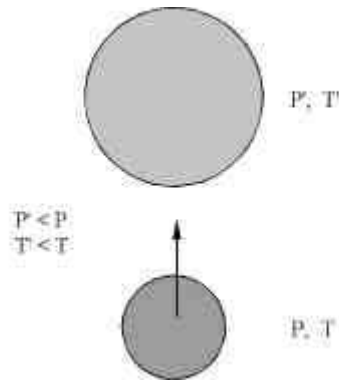


Fig. 4.4 Expansión adiabática de una masa de aire que asciende

El ritmo de decrecimiento de la temperatura a medida que la masa de aire asciende viene dado por el *coeficiente de enfriamiento adiabático*. Mientras el movimiento ascensional del aire no produzca condensación, la energía necesaria para la expansión hará descender la temperatura de toda la masa, siguiendo el ritmo del *coeficiente de enfriamiento adiabático del aire seco* (lo que no significa que el aire no tenga agua, sino que la que tiene está en forma de vapor), el cual es de  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  en la atmósfera terrestre. Es decir, al ascender, se produce un enfriamiento de  $1^{\circ}\text{C}$  cada 100 m de elevación. Asimismo, una masa de aire descendente, al moverse hacia presiones más altas, se comprime y el trabajo correspondiente se transforma en calor que eleva la temperatura del aire con el mismo ritmo. En la figura 4.5 se representa este enfriamiento con una recta de pendiente negativa que se conoce con el nombre de *adiabática seca*.

Pero la disminución continua de temperatura acaba por desencadenar la condensación del vapor contenido en el aire, lo que implica una liberación del calor latente de la condensación. Este calor lo absorbe la propia masa de aire, de manera que el descenso de temperatura se aminora. Así tenemos un *coeficiente de enfriamiento adiabático del aire saturado*, que es más pequeño que el del aire seco, ya que el enfriamiento es menor. Este ritmo, a diferencia del anterior, no es constante, sino que depende de la temperatura y de la presión, y a menudo se representa por la curva *adiabática saturada* de la figura 4.6. A temperaturas elevadas, como el aire puede contener mucho agua en forma de vapor, el enfriamiento es del orden de  $0.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Pero al disminuir la temperatura y, en

consecuencia, el contenido de humedad, el enfriamiento se va haciendo más intenso, de manera que a  $-40\text{ °C}$  toma el valor de  $0.9\text{ °C}/100\text{ m}^3$ .

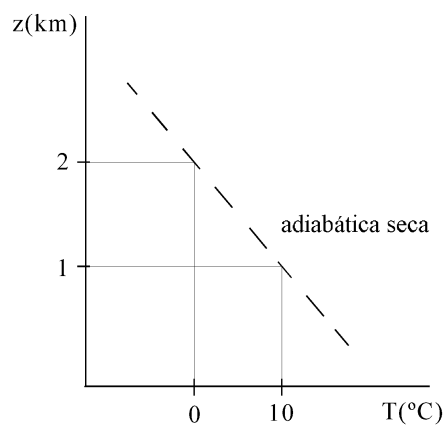


Fig. 4.5 *Adiabática seca: curva de evolución del aire no saturado*

El nivel en que se produce la condensación se denomina *nivel de condensación por elevación* (NCE) y en él suele encontrarse la base de las nubes que se formen (figura 4.6).

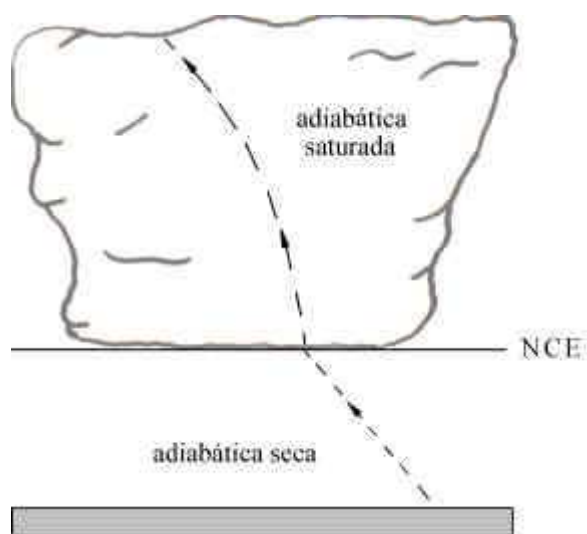


Fig. 4.6 *Nivel de condensación por elevación (NCE)*

<sup>3</sup> Para hacer cálculos sencillos se puede tomar un valor medio del enfriamiento de  $0.6\text{ °C}/100\text{ m}$ .

### 4.3 Estabilidad e inestabilidad del aire

Hemos visto que el enfriamiento adiabático, si es suficientemente intenso, puede dar lugar a la condensación del vapor de agua y a la formación de una nube. Para que esta condensación llegue a darse, el ascenso del aire no puede pararse antes de que la presión del vapor sea saturante. También puede ser que comience la formación de la nube pero que ésta quede poco desarrollada y no continúe creciendo. Cuando alguna de estas cosas sucede, se dice que la atmósfera es estable. En cambio, si el ascenso no se para, la nube puede llegar a convertirse en un cúmulo grande o un cumulonimbo, capaz de producir precipitación. Entonces decimos que la atmósfera es inestable. La inestabilidad será, pues, la condición indispensable para que las nubes tengan suficiente desarrollo vertical y puedan dar lugar a precipitación.

#### 4.3.1 El gradiente estático de temperatura

El principal factor determinante de la estabilidad atmosférica es la variación real de la temperatura del ambiente con la altura o *gradiente estático de temperatura*. La representación gráfica de este gradiente, como por ejemplo la que aparece en la figura 4.7, se denomina *curva de estado del ambiente*. Puede adoptar cualquier forma, según las condiciones de temperatura del aire.

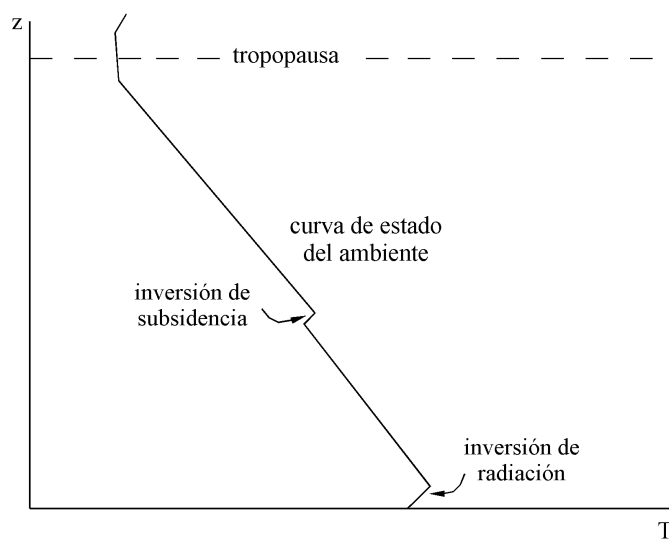


Fig. 4.7 Ejemplo de curva de estado del ambiente con inversiones de la temperatura

En la troposfera se observa que generalmente la temperatura del ambiente disminuye con la altura, y el valor medio de la disminución es de  $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , aunque puede variar considerablemente con el

tiempo y con la situación. Por ejemplo, en las proximidades del suelo y en un día de verano de mucho calor este valor puede llegar a ser mucho mayor, mientras que en las noches claras se suelen producir *inversiones* de la temperatura, es decir, que la temperatura aumente con la altura. Las inversiones de temperatura influyen considerablemente en diversos procesos atmosféricos.

Las inversiones térmicas de las capas inferiores de la atmósfera suelen ser consecuencia del enfriamiento de la superficie terrestre por radiación, cuando a última hora de la tarde la radiación de onda larga emitida es superior a la radiación solar infrarroja que penetra. Como ya se vio, esto provoca un enfriamiento por conducción (o contacto) de una fina capa de aire cercana al suelo y se forma la inversión, ya que esta capa queda a una temperatura más baja que la de los niveles inmediatamente superiores. Estas inversiones suelen desaparecer durante el día cuando el sol ha calentado suficientemente el suelo. En algunos casos, las inversiones de niveles bajos se prolongan durante algunos días.

Una gran parte de las inversiones de la atmósfera inferior son debidas a la descendencia o subsidencia del aire asociada a las altas presiones. Ya hemos visto que cuando una masa de aire se hunde, se traslada a zonas de presión superior, y se produce una compresión y un aumento de la temperatura del aire. En algunos casos, la subsidencia se produce hasta un nivel determinado y entonces el aire diverge horizontalmente. Se observa, entonces, una inversión en la zona que separa las capas superiores, con aire que se hunde, recalentado, y las inferiores, en las cuales prácticamente no hay movimiento vertical. La figura 4.7 podría representar la curva del ambiente que corresponde a una región afectada por un anticiclón y durante la noche, ya que aparece una inversión de radiación en la superficie a la vez que una inversión de subsidencia en altura.

#### 4.3.2 Condiciones de estabilidad e inestabilidad

Cuando el aire es *inestable*, los movimientos verticales, tanto ascendentes como descendentes, resultan favorecidos. Si el aire es húmedo, se pueden formar grandes cúmulos y producirse tormentas. Cuando el aire es *estable*, se entorpecen los movimientos verticales. En este caso, los contaminantes del aire, como humos y gases, se encuentran estancados y se van acumulando, lo que disminuye la visibilidad y favorece la formación de nieblas.

Lo que caracteriza el aire estable es que, si es forzado hacia arriba o hacia abajo, tiende a volver a su posición anterior una vez ya no actúa la fuerza causante del movimiento. La razón de esto se ilustra en la figura 4.8. La curva de estado del ambiente representada en esta figura tiene más pendiente que la adiabática seca (o curva de *evolución*), la cual, como ya se ha visto, representa la variación de temperatura de una masa de aire no saturada en un ascenso adiabático, que se enfría según el coeficiente de enfriamiento adiabático del aire seco ( $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ). En consecuencia, una masa que sea forzada a elevarse desde el nivel  $z_0$  hasta el nivel  $z_1$  resulta ser más fría y más densa que el ambiente que la rodea ( $T_m < T_a$ ), y tiende a volver a su nivel anterior  $z_0$ , a no ser que se le impida hacerlo. Igualmente, si se hace descender la masa de aire, su temperatura aumenta con el mismo

ritmo y queda más caliente y menos densa que el aire que la rodea, y también tiende a volver a su posición inicial. Esta situación corresponde a un ambiente *estable*, en que los movimientos verticales ascendentes y descendentes no están favorecidos. Las inversiones de temperatura son un caso de aire extremadamente estable.

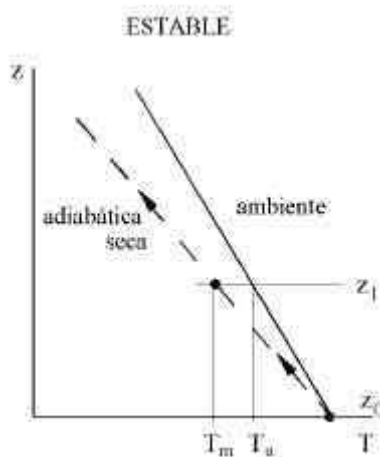


Fig. 4.8 Ejemplo de la evolución del aire en un ambiente estable

En cambio, si la curva de estado del ambiente tiene una pendiente más pequeña que la de la adiabática seca, como en el ejemplo que muestra la figura 4.9, el efecto es el inverso.

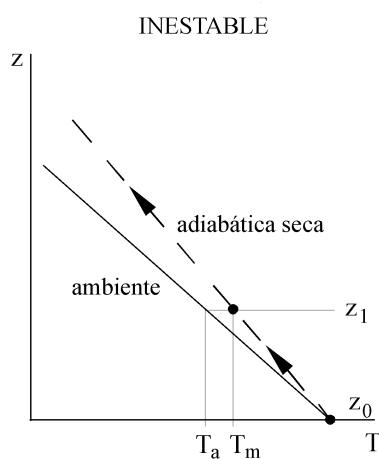


Fig. 4.9 Ejemplo de la evolución del aire en un ambiente inestable

Cuando el aire es forzado a elevarse, se enfría según el coeficiente adiabático del aire seco, está siempre más caliente que el ambiente que lo rodea ( $T_m > T_a$ ) y tiende a seguir elevándose, impulsado por el empuje hidrostático. De igual forma, si se hace descender una masa de aire, está siempre más fría que el ambiente y no encuentra ningún obstáculo hasta llegar al suelo. En este caso hablamos de ambiente *inestable*. Lo que caracteriza una masa de aire inestable es su tendencia a continuar alejándose aceleradamente de su nivel original una vez iniciado el movimiento.

También se puede hablar de aire en estado *indiferente* o *neutro*, para el que las curvas del ambiente y de la evolución son idénticas. Cuando deja de actuar la fuerza impulsora que estaba forzando el aire a moverse verticalmente, éste se para y se mantiene en el nivel alcanzado en ese instante.

Aún existe otra posibilidad: la *inestabilidad condicional*, un tipo de inestabilidad que depende de la humedad del aire y que se puede desencadenar por el hecho de que el aire llegue a la saturación.

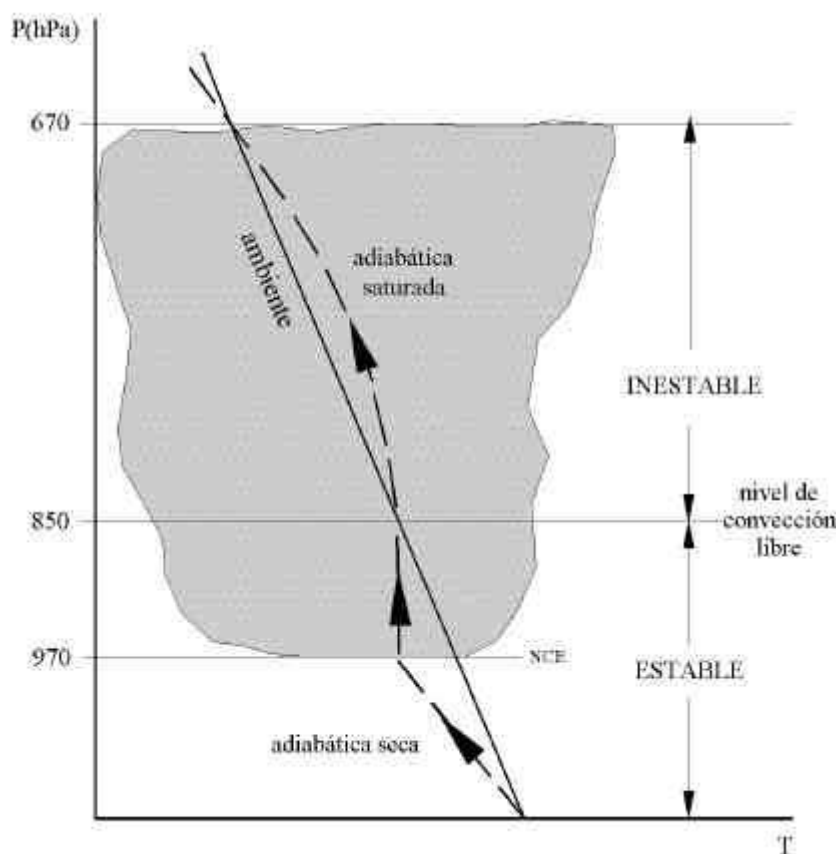


Fig. 4.10 Ejemplo de inestabilidad condicional del aire



La figura 4.10 muestra un ejemplo, en el cual el nivel de condensación por la elevación forzada del aire se encuentra en los 970 hPa, donde habrá la base de las nubes que se formen. En este nivel, la curva de la evolución pasa de ser la adiabática seca a ser la adiabática saturada. El cambio de pendiente puede ocasionar que el aire, inicialmente estable, al evolucionar y transformarse en un aire saturado, resulte inestable y se favorezca su ascenso.

Podemos observar que hay estabilidad entre los niveles de presión de 1000 hPa y de 850 hPa. Si el aire se ve forzado a elevarse, por ejemplo a causa de la orografía, de manera que supere la altura correspondiente a los 850 hPa, como a partir de este nivel la curva de evolución (adiabática saturada) se encuentra a la derecha de la curva de estado del ambiente, la situación resultará inestable, y el aire, más caliente que el ambiente que lo rodee, podrá elevarse libremente hasta los 670 hPa, donde alcanzará nuevamente la temperatura del ambiente. Este nivel (850 hPa, en el ejemplo) se denomina *nivel de convección libre*.

El nivel en donde ya no hay inestabilidad (670 hPa en el ejemplo) representa, en general, el límite superior del desarrollo de las nubes. Dado que la curva de estado del ambiente a menudo se encuentra situada entre la adiabática seca y la adiabática saturada, el estado de inestabilidad condicional es frecuente.

#### 4.4 Efectos orográficos

La orografía tiene una repercusión muy importante en los procesos de formación de nubes y de precipitación, fundamentalmente a causa de la distorsión que ocasiona sobre el flujo de aire.

Ya se ha visto cómo un ascenso provocado por la orografía puede desencadenar la inestabilidad condicional del aire. Asimismo, el fuerte calentamiento por el sol que experimentan las laderas de las montañas en comparación a los valles, que da lugar a los vientos anabáticos (ascendentes), suele originar también movimientos convectivos que provocan la formación de cúmulos y el desarrollo de tormentas.

Otro efecto de la orografía es el aumento de la convergencia del aire y de la fricción superficial. Esto puede causar, por ejemplo, la intensificación de un sistema de bajas presiones que haya en la zona, así como también la disminución de la velocidad con la que éste se traslada, de manera que los valores de la precipitación sobre esta zona aumenten considerablemente. En la costa, el efecto del rozamiento y de la elevación que experimenta el aire al moverse desde el mar hacia el interior suele ser también la formación de nubes.

Un efecto orográfico interesante es el que se conoce con el nombre de *Föhn*, y que se ilustra en la figura 4.11. Se trata de un fenómeno muy característico de determinadas regiones que se produce cuando el aire es forzado a remontar una montaña. En el ascenso, este aire se va enfriando siguiendo el ritmo del coeficiente adiabático del aire seco (1 °C/100 m) hasta que, si la montaña es

suficientemente alta, llega a su nivel de condensación por elevación (NCE), es decir, a la altura a la que su contenido de humedad se hace saturante. En este nivel comienza la condensación y se forma una nube que avanza hasta la cima y que, en el caso de que el aire sea estable, lo remonta ligeramente formando una especie de visera. En este caso se habla de nubosidad *de estancamiento*, ya que ésta permanece inmóvil mientras no cambia la dirección del viento. Suele producir una precipitación de lluvias intermitentes y muy poco intensas en la *ladera de barlovento*.

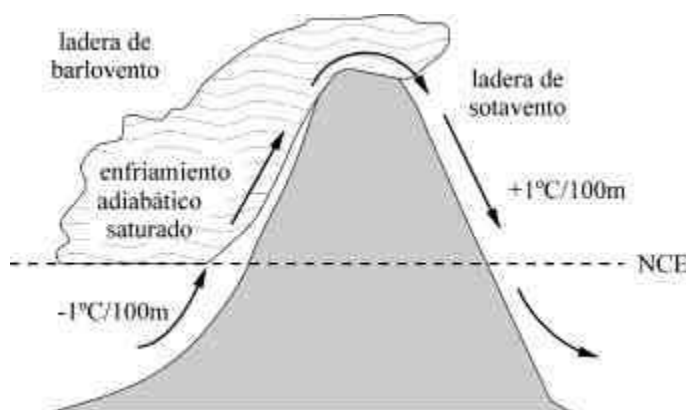


Fig. 4.11 Efecto Föhn. Los signos de los coeficientes indican enfriamiento en el ascenso y calentamiento en el descenso

Como una vez ha comenzada la condensación el ascenso sigue el ritmo de enfriamiento adiabático saturado ((0.4, 0.9) °C/100 m, dependiendo de la temperatura), menor que el anterior, el aire llega a la cima con más temperatura que la que le correspondería si no se hubiera formado la nube. Si en este proceso no se ha desencadenado la inestabilidad condicional del aire y éste permanece estable, al remontar la montaña volverá a su nivel original y descenderá por la otra ladera, la de *sotavento*. El aire habrá perdido bastante humedad condensada en las nubes que ha dejado atrás y ahora, seco, al descender por la ladera de sotavento, experimentará un calentamiento de 1°C/100 m, el correspondiente a la adiabática seca. El resultado de este proceso es la llegada de un aire muy seco y cálido que, según la región y la estación, puede ser causa de aludes, inundaciones o bien bastante desecación e, incluso, fuegos forestales<sup>4</sup>.

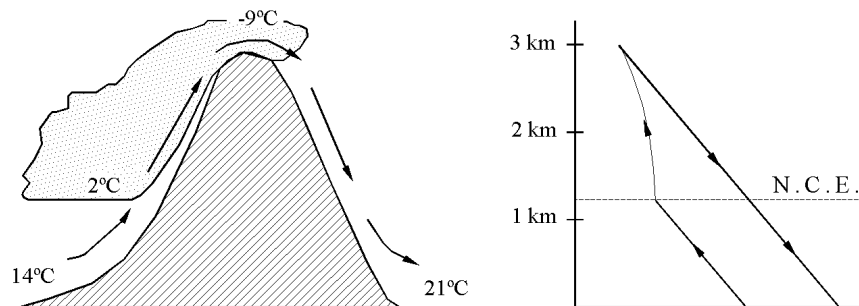
Cuanto más alta es la montaña más intenso es este efecto. Este fenómeno se observa frecuentemente en las laderas norte de los Alpes y en las laderas orientales de las Montañas Rocosas, donde se conoce con el nombre de *chinook*. En Catalunya, la *tramontana* es un ejemplo de viento seco y recalentado por el efecto Föhn después de remontar los Pirineos.

**Ejercicio 4.1**

Una masa de aire a 14°C de temperatura remonta una cordillera de 3000 m de altura. Su humedad es tal que el nivel de condensación se encuentra a unos 1200 m por encima del suelo. ¿A qué temperatura llega el aire a la ladera de sotavento?

Siguiendo el ritmo de enfriamiento de la adiabática seca, el aire llega su NCE a unos 2°C:

$$14^{\circ}\text{C} + \left(\frac{-1^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}\right) \times 1200\text{ m} = 2^{\circ}\text{C}$$



Los restantes 1800 m los asciende ya saturado siguiendo el ritmo de enfriamiento de la adiabática saturada. Tomando como valor medio para este enfriamiento 0.6 °C/100 m, el aire llegará a la cumbre con una temperatura de unos -9°C (mientras que de no haberse producido la condensación, la temperatura sería de: 2°C-18°C= -16°C):

$$2^{\circ}\text{C} + \left(\frac{-0.6^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}\right) \times 1800\text{ m} \approx -9^{\circ}\text{C}$$

En el descenso de sotavento, el aire seco se calienta siguiendo la adiabática seca y llega a tierra con una temperatura de 21°C, es decir, con 7°C más que cuando inició el ascenso por la ladera de barlovento:

$$-9^{\circ}\text{C} + \left(\frac{+1^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}\right) \times 3000\text{ m} \approx 21^{\circ}\text{C}$$

El descenso de sotavento del aire provoca frecuentemente la aparición de *ondas de montaña*, representadas en la figura 4.12. El desarrollo de estas ondulaciones requiere un estrato de aire bastante estable, isotermo o con inversión de temperatura, situado entre una capa inestable

<sup>4</sup> También se le atribuyen efectos psicológicos y fisiológicos sobre las personas.

superficial y un estrato superior menos estable. Suele ponerse de manifiesto por la presencia de nubes lenticulares que permanecen casi estacionarias con relación a la barrera mientras el aire las atraviesa rápidamente. Están dispuestas según la longitud de la onda, que suele ser del mismo orden de magnitud que el obstáculo y tiende a aumentar con la altura.

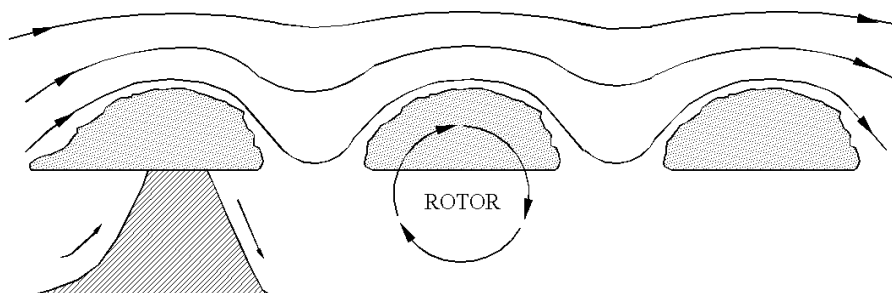


Fig. 4.12 Formación de ondas a sotavento de una montaña

Por debajo de las ondas suele existir un movimiento circular del aire en el plano vertical denominado *rotor*. Este fenómeno es capaz de originar la inversión de la dirección del viento en superficie en las laderas de sotavento de las altas montañas, por lo que los aviadores han de tenerlo muy presente.

## 4.5 Tiempo y precipitación

Se denomina *tiempo* al conjunto de las variaciones a corto plazo que experimentan la temperatura, la nubosidad, la precipitación y los vientos en la atmósfera. Se aplica el término *precipitación* al agua, ya sea en estado líquido o sólido, que llega a tierra procedente de la atmósfera. Lo son, pues, la lluvia y la nieve, pero también el granizo, el rocío y la escarcha, aunque, en general, sólo las dos primeras contribuyen significativamente a las cantidades totales de precipitación.

### 4.5.1 El tiempo en los anticiclones

Ya hemos visto en el capítulo 3 que los centros de alta presión, o anticiclones, son sistemas asociados a divergencia en la superficie y, en consecuencia, en su interior el aire desciende y se comprime. Esto impide que se formen nubes y, por tanto, la presencia de un anticiclón suele dar lugar a buen tiempo. Asimismo, el polvo, los humos y otros contaminantes tienen tendencia a acumularse en las capas bajas, enturbiando la atmósfera y ocasionando *calima*. Si el aire es muy húmedo, pueden formarse nieblas o capas de estratos, de manera que, en determinadas regiones, puede lloviznar si las condiciones orográficas son favorables.

Recordemos también que en una situación anticiclónica se produce con mucha frecuencia el fenómeno de las inversiones de la temperatura por subsidencia y por radiación. La primera, como ya hemos visto, es debida al calentamiento del aire en un cierto nivel, ocasionado por la compresión que el movimiento descendente hace sobre las capas de aire. La segunda se produce por el hecho de que, a causa de la ausencia de nubes, durante la noche el enfriamiento del suelo por radiación de onda larga es muy intenso y la capa de aire que está en contacto con él queda más fría que las superiores. Por esto, en invierno y en una situación anticiclónica, es frecuente que se produzcan heladas por enfriamiento radiativo del suelo. En ambos casos, el estado de la atmósfera es extraordinariamente estable.

#### 4.5.2 El tiempo en las depresiones

Recordemos que en las áreas de baja presión se produce la convergencia del aire en superficie, y que esta convergencia va ligada a la presencia de movimientos ascendentes. Así, cuando una baja o depresión afecta una zona son muy corrientes la formación de nubes y la lluvia.

Las depresiones pueden ser de diferentes tipos. Algunas están formadas básicamente por aire frío, como las bajas polares, que se originan cuando una masa de aire polar o ártico, al desplazarse hacia el sur, sobretodo en invierno, y pasar por encima del océano, relativamente más cálido, se va calentando intensamente por debajo. Otro ejemplo de baja fría es la *gota de aire frío*, que se forma por el desprendimiento de una fracción de aire polar en el seno de aire cálido (véase el apartado 4.5.3 c). Otras depresiones están formadas sólo por aire cálido, como los terribles *ciclones tropicales* o *huracanes*, que veremos en el apartado 4.6, o las más inofensivas bajas *térmicas*, que se forman en verano sobre continentes fuertemente calentados por el sol durante el día y que pueden producir tormentas al atardecer. Algunas depresiones tienen un origen orográfico; se forman a sotavento de una cadena montañosa a causa de la contracción vertical del aire en la cima (que daría lugar a divergencia y a movimiento anticiclónico en altura) y a la expansión posterior de éste a sotavento, lo que provoca la convergencia del aire en esta zona y el movimiento ciclónico.

Las más frecuentes en la zona templada son las *depresiones frontales*, que se forman por la ondulación del frente polar<sup>5</sup>. Éstas, como veremos a continuación, tienen sectores de aire frío y de aire cálido.

##### a) Depresiones frontales

---

<sup>5</sup> De hecho, para explicar el desarrollo de depresiones en latitudes medias no es necesaria la existencia de frentes si se recurre a la teoría de la *onda baroclínica*: este fenómeno se forma cuando las superficies isobáricas y las isostéricas (de densidad constante) no son paralelas. Según la teoría, las depresiones y los anticiclones se forman en el flujo del este cuando se hace inestable al aumentar el gradiente de temperatura norte-sur; y resulta un medio de transporte efectivo de calor hacia los polos.

La formación de las depresiones que se presentan más habitualmente en invierno en latitudes medias se puede explicar a partir de una perturbación en el frente polar. Su desarrollo puede seguirse en la figura 4.13.

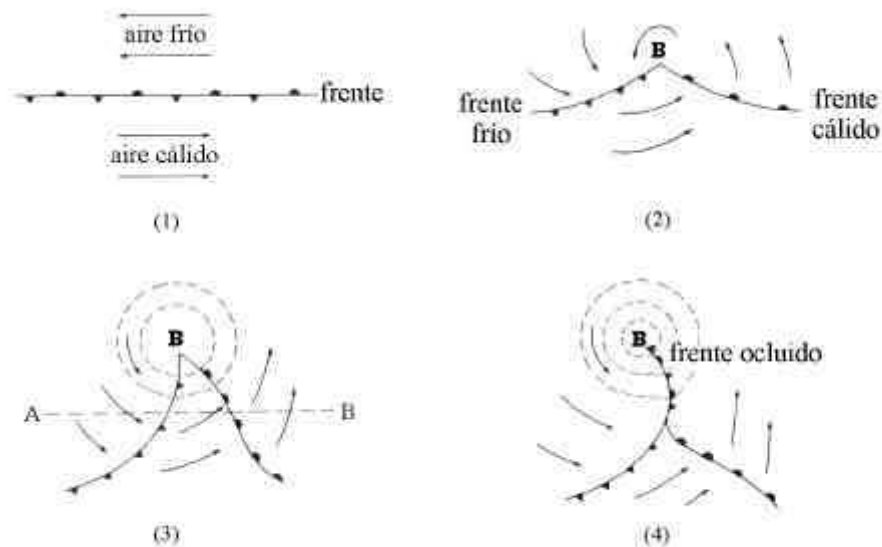


Fig. 4.13 Formación de una depresión frontal

La fase inicial, en ausencia de perturbación, es la que aparece en (1); el viento del sector frío es prácticamente del este, y el viento del sector cálido es del oeste.

En la fase de formación (2), se produce una perturbación en el frente de manera que éste se ondula y el viento del sector frío se desvía hacia el sur y el cálido hacia el norte. Se produce, pues, la convergencia de las dos masas de aire y se forma una depresión en la cual las isóbaras tienen una forma más o menos circular. El vértice de la onda está situado en el centro de la zona de baja presión. El frente ha quedado dividido en dos partes: el *frente cálido*, en la parte delantera de la onda, y el *frente frío*, en la parte posterior. Sus características meteorológicas, como veremos, son muy diferentes. Entre estos dos frentes queda atrapada una masa de aire cálido que se verá forzada a ascender.

La fase de apertura (3) se produce porque el frente frío avanza más rápido que el cálido. Esto es debido al hecho de que el aire frío que se encuentra detrás del frente frío y que está alejado del centro de bajas presiones sigue generalmente una trayectoria de curvatura anticiclónica y, por tanto, su velocidad es mayor que la correspondiente al viento geostrófico (véase el apartado 3.2.4). Este aire empuja el frente frío y hace que este último alcance también una velocidad supergeostrófica.

En la fase de *oclusión* (4) se ha llegado a eliminar una parte del sector cálido porque el aire frío ha avanzado tan rápido que ha atrapado al aire de la parte delantera del frente cálido, de manera que ha desaparecido la onda en esta zona de la superficie. Cuando esto sucede, el aire caliente es elevado en bloque. La depresión suele alcanzar el máximo grado de intensidad entre 12 y 24 horas después de comenzada la oclusión y la elevación del aire caliente. Las oclusiones se clasifican como cálidas o frías según los estados relativos de las dos masas de aire frío que se encuentren en la parte anterior y posterior del frente *ocluido* formado. La disipación de este frente tiene lugar cuando se anulan las diferencias entre las dos masas de aire frío, y se vuelve a la situación original (1).

La figura 4.14 nos muestra una imagen del satélite Meteosat donde aparece una depresión frontal en la fase de oclusión.

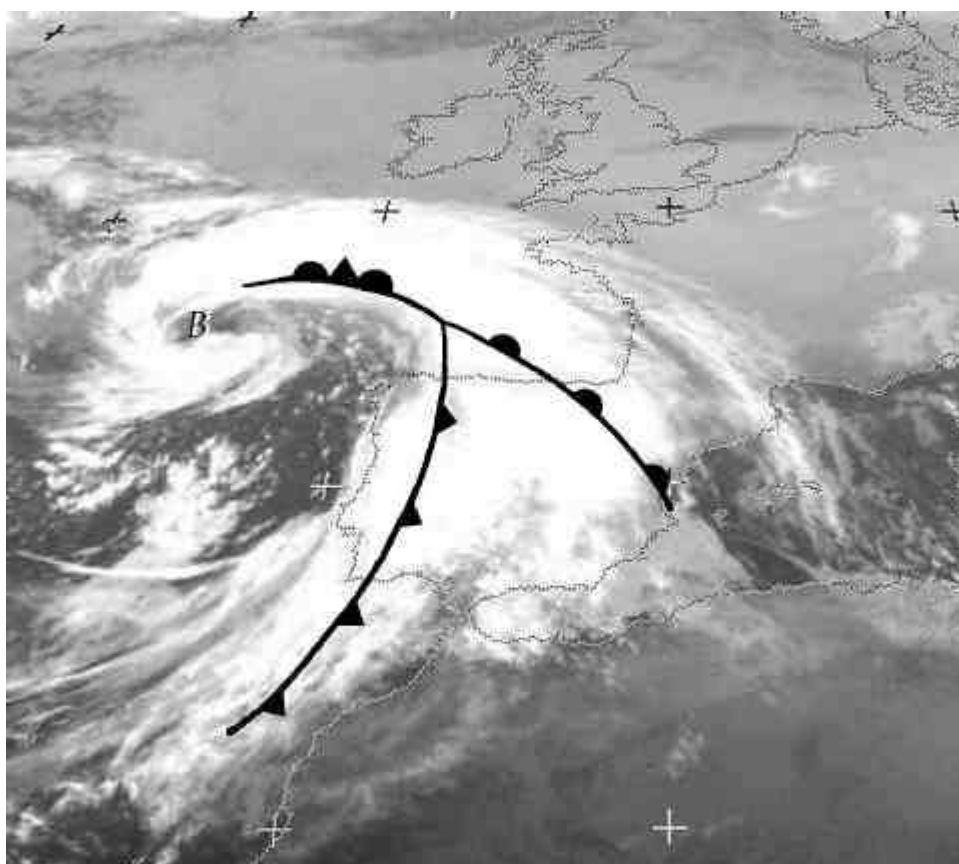


Fig. 4.14 Imagen del Meteosat (1800 infrarrojo) correspondiente al día 7 de enero de 1997.

Si en la fase de apertura cortamos por un plano A-B, observaremos lo que la figura 4.15 nos muestra.

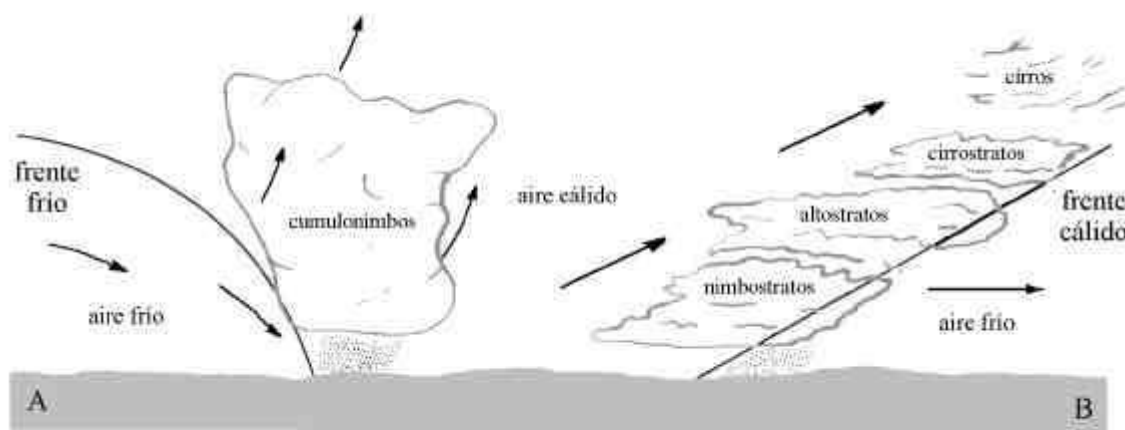


Fig. 4.15 Perfil vertical de una depresión frontal. Frentes frío y cálido

Mientras que el frente cálido tiene una pendiente muy suave, del orden de  $0.5$  a  $1^\circ$ , el frente frío es mucho más abrupto, con una pendiente de  $2^\circ$  aproximadamente. Tanto en un caso como en el otro se produce la elevación del aire caliente, de una manera suave en el primer caso y violentamente en el segundo. Esta elevación provoca la formación de nubes, normalmente de tipo estratificado en el caso del frente cálido y de tipo cumuliforme en el caso del frente frío. Así, el tiempo asociado a una de estas depresiones es el que provocan estos frentes.

El aire caliente asciende lentamente sobre el frente cálido de manera que los sistemas de nubes asociados a su parte superior aparecen 12 horas o más antes que éste pase por encima. En primer lugar, aparecen los cirros, nubes muy altas formadas por cristales de hielo que caen por su propio peso hasta sublimarse y desaparecer. Progresivamente, a medida que el frente se va acercando, los cirros se van haciendo más espesos hasta que aparecen los cirrostratos, los cuales pueden ya cubrir parcialmente o totalmente el cielo y formar un halo alrededor del Sol (o la Luna). Lentamente las nubes van bajando de nivel y se van haciendo más grises: son los altostratos, formados por gotas de agua que pueden ya dar lugar a lloviznas. Las nubes bajan aún más y aparecen los nimbostratos, de aspecto oscuro y gris, con los que comienza una lluvia densa y persistente.

Una vez ha pasado ya el frente cálido, se abren grandes claros en el cielo, la temperatura asciende y sólo de manera aislada llovizna, especialmente en lugares en los cuales parte del aire frío ha quedado retenido por algún obstáculo natural.

El paso del frente frío es más rápido que el del frente cálido. Al acercarse el frente frío, se observa la llegada de los cúmulos y los cumulonimbos, nubes de gran desarrollo vertical que cubren una franja del cielo mucho más estrecha que en el caso del frente cálido. Estas nubes se forman porque detrás del frente frío el aire frío penetra por debajo de la masa de aire caliente y la levanta



violentemente. Cuando pasan por encima, el cielo se hace oscuro y el viento sopla en fuertes ráfagas. Se producen intensos chubascos y, si el frente es muy activo, pueden producirse tormentas con aparato eléctrico y granizadas. El mal tiempo dura menos que en el caso del frente cálido. Una vez ha pasado el frente comienzan a abrirse claros, la temperatura baja, las ráfagas de viento disminuyen, los cúmulos van distanciándose lentamente y queda una atmósfera limpia y transparente.

Cuando llega un frente ocluido el tiempo suele ser parecido al que provoca un frente cálido poco activo, ya que la elevación del aire cálido es muy suave a causa de la diferencia escasa de temperatura a un lado y otro del frente.

#### b) Ruptura de la corriente en chorro

En el capítulo 3 ya hemos hablado de las corrientes en chorro o *jet* polar y tropical, que circulan de oeste a este y dan la vuelta a la Tierra casi continuamente. La posición media de la corriente polar coincide aproximadamente con el paralelo 55°, es decir, la parte norte de la zona de los vientos de poniente. Por encima, en el hemisferio norte, queda la zona de depresiones en superficie que separa las altas presiones polares de la zona templada. Por tanto, es una frontera de separación entre el aire polar y el tropical, exactamente como el frente polar, pero en altura. Ambos tienen la misma orientación y dirección media; por eso la corriente en *jet* no atraviesa los frentes fríos ni los cálidos, pero sí las oclusiones. Los frentes en superficie son un reflejo de la corriente en *jet* que circula en altura, pero con las ondulaciones más acentuadas.

La corriente en *jet* no siempre se encuentra en esta latitud media de 55°, sino que su posición presenta variaciones, como en el caso del frente polar y, a veces, se puede “romper”. Esto pasa cuando el aire polar empuja contra el *jet* en altura (y contra el frente polar en niveles inferiores) y se desborda, penetrando rápidamente en latitudes menores. Este fenómeno ocasiona cambios de tiempo súbitos y, a menudo, espectaculares.

En el punto donde se ha producido la ruptura, la corriente en *jet* deja de circular de oeste a este y se orienta según los meridianos. En el hemisferio norte, aparece un *jet* de norte a sur con el aire polar desbordado al este, y un *jet* de sur a norte con el aire frío al oeste (figura 4.16). Al mismo tiempo, en los niveles inferiores el aire frío empuja también sobre el frente polar y lo obliga a ondularse, lo que da lugar a las depresiones frontales. Así pues, las rupturas de la corriente en *jet* y la formación de estas depresiones en superficie son fenómenos muy relacionados.

#### c) Gota de aire frío

A veces, la ruptura de la corriente en *jet* es tan breve que enseguida se vuelve a recuperar la corriente original, y una porción de aire polar queda aislada dentro del aire tropical. En este caso, se habla de la formación de una *gota fría*, representada en la figura 4.16.

Esta masa de aire frío suele ocupar un área aproximadamente circular, más bien pequeña (normalmente de menos de 1 km de radio), que gira en sentido ciclónico alrededor de su centro. El contraste entre este aire y el cálido que lo rodea es muy grande, y al cabo de pocas horas suele originarse en superficie una depresión reflejo de la que hay en altura. Estas dos depresiones se encuentran prácticamente sobre la misma vertical y dan lugar a una especie de “chimenea” enorme que absorbe violentamente el aire caliente de la superficie y lo lanza hacia arriba. Cuando esto pasa se forman grandes cumulonimbos y fuertes tormentas, sobretudo en la parte delantera de la gota, que se traslada muy lentamente en la dirección de los vientos predominantes.

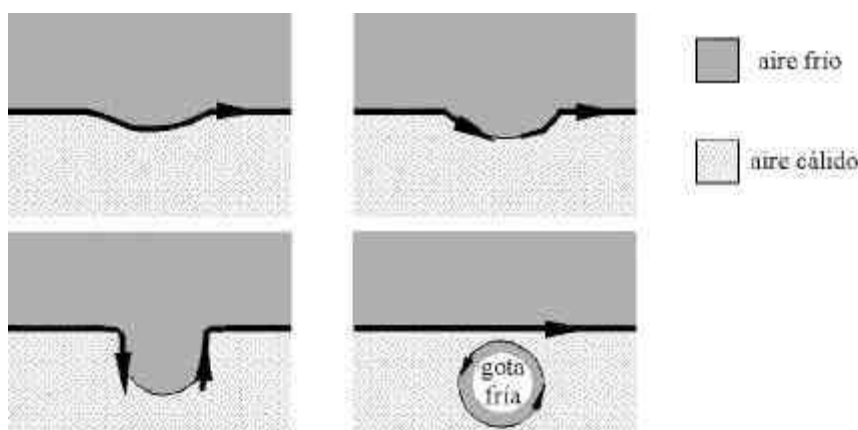


Fig. 4.16 Formación de una gota fría

Si no se produce una reactivación de la gota con la entrada de más aire frío por otra ruptura del *jet*, la gota se va mezclando con el ambiente hasta desaparecer. La mezcla se produce por el descenso del aire frío por los bordes de la gota y la ascensión del caliente por el interior, sin que pare el movimiento ciclónico. Una vez mezclados los dos tipos de aire, la gota se disipa.

### 4.5.3 Tipos de precipitación

Para caracterizar los episodios de lluvia y poder distinguir unos tipos de otros, se hacen servir normalmente las observaciones relativas a la cantidad de agua caída<sup>6</sup>, la duración y la frecuencia con la que éstos se producen. Una de las magnitudes fundamentales, desde un punto de vista hidrológico, es la intensidad de la precipitación, cuyo valor medio para cada episodio se calcula haciendo el cociente entre la cantidad y la duración. Para lluvias de tipo tormentoso esta intensidad media es

<sup>6</sup> Magnitud medida en mm de altura de una columna de 1 m<sup>2</sup> de base. Por ejemplo, 1 mm corresponde a 10<sup>-3</sup>m<sup>3</sup> de agua, es decir, 1 litro de agua caída.

mucho más grande que para lluvias de duración más larga. Otro dato muy útil para los hidrólogos es el *período de retorno* o *intervalo de recurrencia*; se trata del período medio de tiempo que ha de transcurrir a partir de un episodio lluvioso para que vuelva a producirse otra lluvia de la misma intensidad.

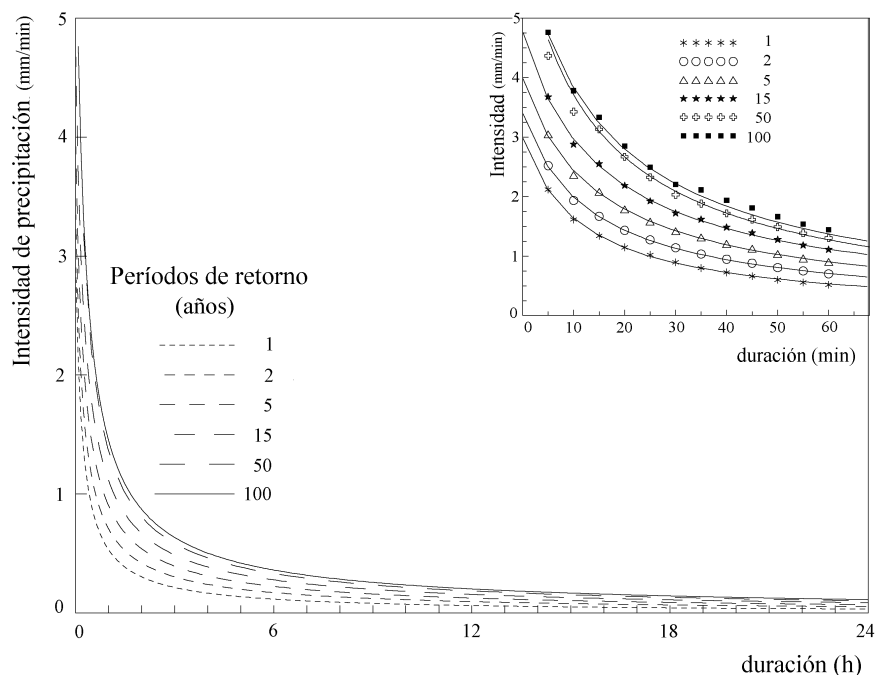


Fig. 4.17 Curvas IDF correspondientes a la ciudad de Barcelona. (Casas et al., en prensa)  
La figura insertada muestra el intervalo (0 - 1 hora) en detalle

La figura 4.17 proporciona esta información sobre la intensidad, la duración y la frecuencia de la lluvia para la ciudad de Barcelona. Por ejemplo, nos dice que es muy probable que una lluvia de 25 minutos, con una intensidad<sup>7</sup> de 2 mm/min (la que correspondería a una cantidad de unos 50 mm), se produzca una vez cada 15 años. Y una lluvia de 12 horas, con una intensidad de 0.2 mm/min (y, por tanto, 144 mm), una vez cada siglo. Evidentemente, esto no quiere decir que, por ejemplo, en el primer caso, las lluvias de estas características se tengan que presentar regularmente una cada 15 años exactamente; lo que significa es que si consideramos intervalos de tiempo de 15 años es muy probable que en ellos se haya registrado una de estas lluvias. Estas curvas, de intensidad, duración y frecuencia (IDF), son de gran interés hidrológico para la prevención de riadas e inundaciones, y para el diseño de las redes urbanas de evacuación y drenaje.

<sup>7</sup> Las curvas IDF de la figura 4.17 están calculadas para la intensidad máxima en cada intervalo de tiempo.

Las lluvias se clasifican habitualmente en tres tipos principales: convectiva, ciclónica y orográfica, dependiendo de cómo haya sido la elevación del aire que haya dado lugar a la formación de nubes.

La precipitación de tipo convectivo es la que se da asociada a los cúmulos y cumulonimbos, nubes que se forman habitualmente por el avance de frentes fríos, en las bajas térmicas, en las gotas frías y en los ciclones tropicales, que estudiaremos en el apartado siguiente. Se trata de un tipo de precipitación a menudo en forma de *granizo* o *piedra*, de tipo tormentoso, con intensidades altas e irregulares y duraciones cortas (excepto los huracanes), y a veces con mucha actividad eléctrica.

La precipitación de tipo ciclónico es la que está asociada al ascenso del aire por convergencia en una zona de bajas presiones y, por tanto, es la que tendremos, en general, en las depresiones no tropicales. Este tipo de precipitación presenta intensidades moderadas y regulares, y duraciones más largas que en el caso anterior en áreas mucho más extensas.

Finalmente, la precipitación orográfica es la que se produce cuando el ascenso del aire ha sido provocado por la orografía. En general, el efecto de la orografía es aumentar la precipitación en los sistemas convectivos y en los ciclónicos.

## 4.6 Fenómenos violentos

Aunque la mayor parte de las borrascas suelen ser más beneficiosas que perjudiciales, algunas pueden ocasionar grandes daños. Así, por ejemplo, una tormenta fuerte en invierno puede darse a temperaturas muy por debajo del punto de congelación y producir nevadas intensas y vientos muy fuertes. Algunas ventadas pueden ser desastrosas y comunidades enteras pueden quedar aisladas. En general, estas borrascas invernales fuertes se pueden prever con un grado de exactitud bastante aceptable y, además, se mueven con relativa lentitud. Pero existen otros sistemas borrascosos que son muy difíciles de predecir con exactitud, debido a su rápido desarrollo, su corta duración o, a veces, su pequeña medida. Se trata, por ejemplo, de las tormentas violentas con granizadas, los *tornados* y los *huracanes*.

### 4.6.1 Las tormentas

Las tormentas pueden dividirse en dos grupos: tormentas locales y tormentas organizadas. Las tormentas locales tienen una duración corta, de una o dos horas, y están formadas por una o pocas células convectivas que pasan por las tres fases representadas en la figura 4.18.

En una atmósfera inestable o condicionalmente inestable, cuando un volumen de aire alcanza una velocidad inicial ascendente a causa de la acción de un frente, de una barrera orográfica, o por causas térmicas, se pone en movimiento una corriente convectiva. El aire es acelerado hacia arriba y llega a su nivel de condensación por elevación. A medida que la condensación comienza a formar las gotitas de las nubes, el calor latente se desprende y el empuje ascendente que la partícula de aire tenía

inicialmente aumenta por la expansión y por la disminución de su densidad, hasta que toda la masa puede estar en desequilibrio térmico con el aire que la rodea. Estamos en la fase de formación de la tormenta, donde predominan las corrientes ascendentes, las cuales alcanzan normalmente velocidades de 10 m/s y pueden llegar a los 30 m/s o más. El desprendimiento constante de calor latente es una aportación continua de energía que acelera el movimiento ascendente. Mientras el aire continúa ascendiendo aumentan las dimensiones de la nube, la cual se encuentra aún en estado de cúmulo, con gotitas de agua que están creciendo.

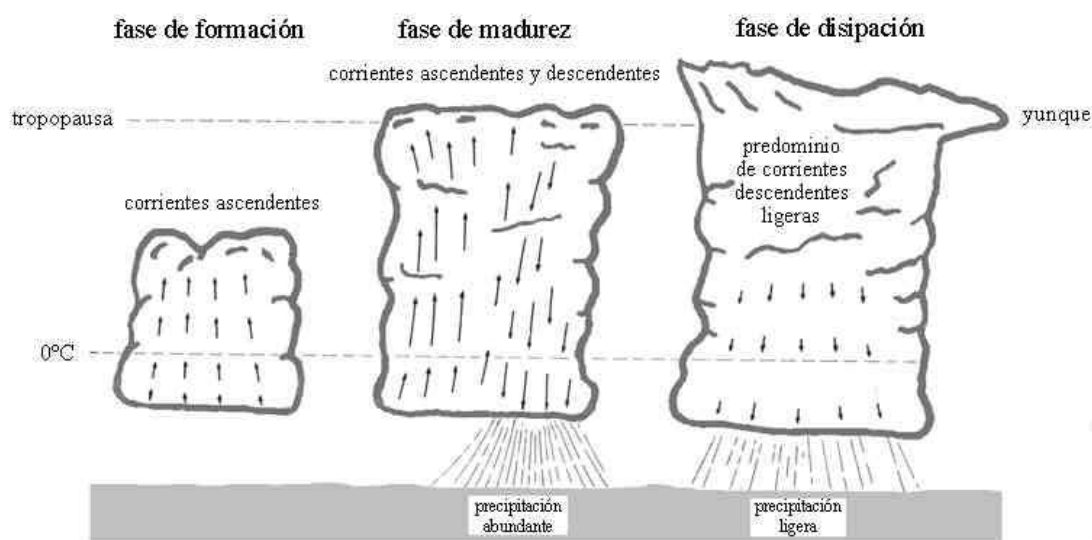


Fig. 4.18 Fases de una tormenta

A medida que la nube va aumentando de tamaño, las corrientes ascendentes se van haciendo más intensas. Al llegar al nivel de la isoterma de 0 °C por el crecimiento vertical de la célula comienzan a formarse cristalitos de hielo que se desarrollan muy rápidamente a costa de las gotitas de agua sobreenfriada (en estado de subfusión, líquidas por debajo de los 0 °C) y pueden aún ser sostenidos por las corrientes ascendentes.

En la parte superior de la célula, donde el empuje ascendente es pequeño y existen grandes cantidades de agua líquida y de cristales de hielo, comienza un movimiento descendente que se va extendiendo progresivamente. Entonces se dice que la nube ha alcanzado el estado de *madurez*. En este estado coexisten las corrientes ascendentes y descendentes y en la superficie llueve intensamente.

El grosor de una nube convectiva depende del gradiente de temperatura del ambiente, de la humedad de la atmósfera y del volumen de la masa de aire que se eleva. Si existe una inversión

de temperatura en altura, puede actuar como una barrera estable y evitar que la convección continúe. En algunos casos, la corriente ascendente se acelera hasta que se encuentra con la capa de estabilidad situada en la base de la estratosfera, a una altura de unos 15 km. Lo más frecuente es que la cima de las nubes de tormenta, los cumulonimbos, se encuentre a unos 10 km, con la parte superior en forma de *yunque*, formada por cristales de hielo.

La fase de *disipación* comienza cuando disminuye el suministro de calor latente porque la humedad de la célula ya se ha condensado. Las corrientes frías descendentes comienzan a predominar sobre las ascendentes y la nube acaba por disiparse. En su estado final, la nube presenta sólo débiles corrientes descendentes y en la superficie la lluvia es ligera.

La figura 4.19 muestra dos imágenes obtenidas con el radar de Vallirana, donde aparece una célula convectiva de tormenta en dos fases sucesivas.

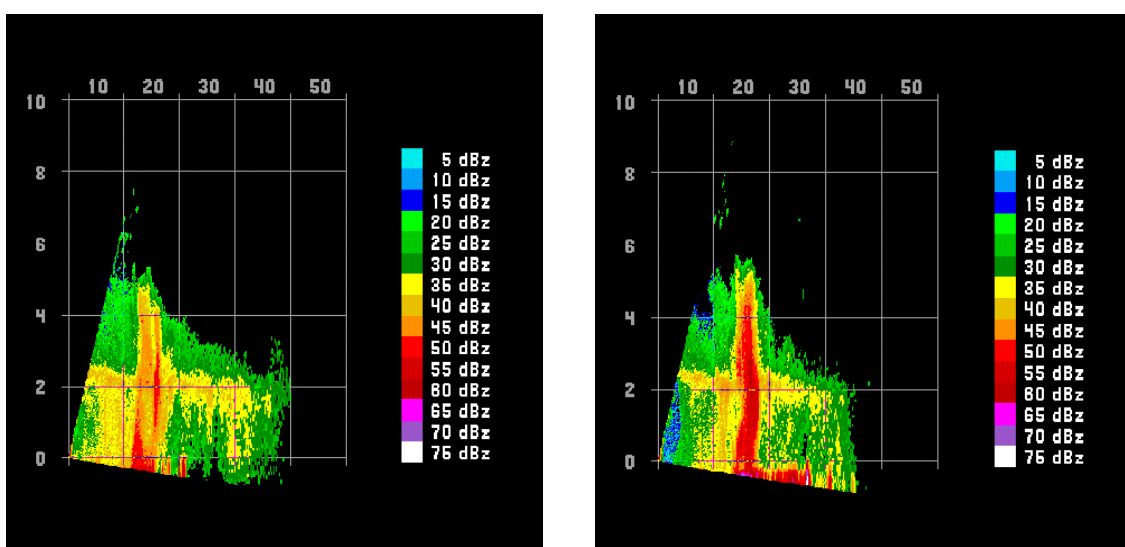


Fig. 4.19 Perfil vertical de una célula convectiva de tormenta, captado por el radar de Vallirana el día 24 de julio de 1997 a las 17:52 h (izquierda) y a las 18 h (derecha). La reflectividad (dBz) aumenta con el tamaño de las gotas de lluvia. Las imágenes han sido cedidas por Jeroni Lorente (Universitat de Barcelona)

En las imágenes puede observarse, por la diferente reflectividad, una columna vertical formada por gotitas de lluvia muy grandes, asociada a una fuerte corriente descendente y a una zona de precipitación muy intensa en superficie. También puede verse dónde se encuentra la banda de fusión, la cual coincide aproximadamente con la isoterma de 0 °C, y que en este ejemplo está aproximadamente a 2 km de altura.

Muchas veces podemos darnos cuenta de la inminencia de una tormenta por la aparición súbita de ráfagas de aire frío que provienen de las corrientes descendentes de las partes altas de la nube y que preceden la tormenta. Se trata de un aire fresco y húmedo que suele ser muy racheado y que, en ocasiones, puede alcanzar velocidades superiores a los 30 m/s.

Con la excepción de estos vientos ocasionalmente destructivos que soplan por debajo de la tormenta, lo más peligroso de las tormentas locales son los fenómenos eléctricos. Existen unos mecanismos de separación de cargas en el interior de las nubes de tormenta. Algunos autores sostienen que esta separación es debida a las interacciones de las partículas de hielo con las gotitas de agua sobreenfriadas. Otros afirman que la carga es separada por la captura y el transporte selectivo de los iones positivos y negativos por parte de las gotitas de nube.

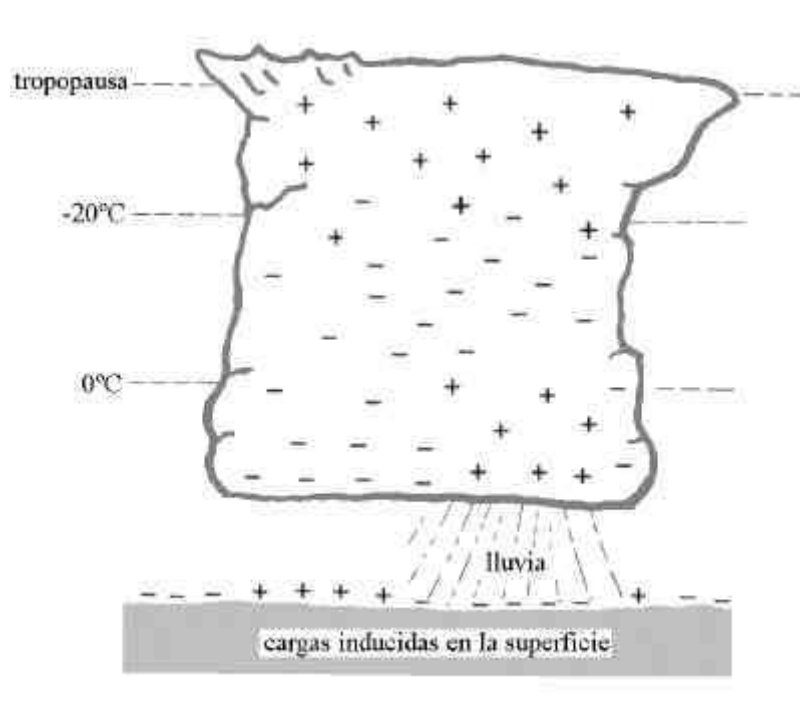


Fig. 4.20 Distribución de las cargas en una nube de tormenta

La figura 4.20 muestra que en la zona superior de la nube, por debajo de las  $-20^{\circ}\text{C}$ , hay un fuerte predominio de cargas positivas. En cambio, la mayor parte de las cargas negativas se encuentran en una altura inferior, entre los  $0$  y los  $-10^{\circ}\text{C}$ . La base de la nube suele estar cargada negativamente, con la excepción de una pequeña región cargada positivamente que coincide con la zona de precipitación más intensa. El origen y la importancia de esta región positiva aún no se conocen. Sobre la superficie, que suele estar cargada negativamente en condiciones de buen tiempo, aparecen también cargas inducidas por la presencia de la nube.

Entre la nube y el suelo la diferencia de potencial eléctrico puede llegar a ser tan grande que se produzca la ruptura del aire como dieléctrico. Los relámpagos o rayos son descargas eléctricas enormes que se producen entre la nube y el suelo, o bien entre dos partes diferentes de la nube o entre nubes, que transportan a tierra las cargas negativas de la parte inferior de la tormenta. Normalmente los relámpagos comienzan a producirse más o menos al mismo tiempo que la precipitación, y también al final de la tormenta. El calentamiento excesivo y la explosión expansiva del aire adyacente a la trayectoria del relámpago originan ondas sonoras intensas: los truenos.

Se consideran tormentas organizadas aquéllas formadas por diversas tormentas individuales dispuestas en fila o en bandas, que se denominan a veces *líneas de turbonada*. Se inician frecuentemente a lo largo o delante de un frente frío y son paralelos a él. A lo largo de su recorrido, las tormentas pueden producir fuertes granizadas e, incluso, tornados.

La figura 4.21 muestra un modelo de tormenta organizada, propuesto por Browning y Ludlam en el año 1961, formada en una zona en que los vientos del oeste aumentan con la altura. El aire penetra en la borrasca por la parte delantera, asciende y se forman gotitas de nube y de lluvia.

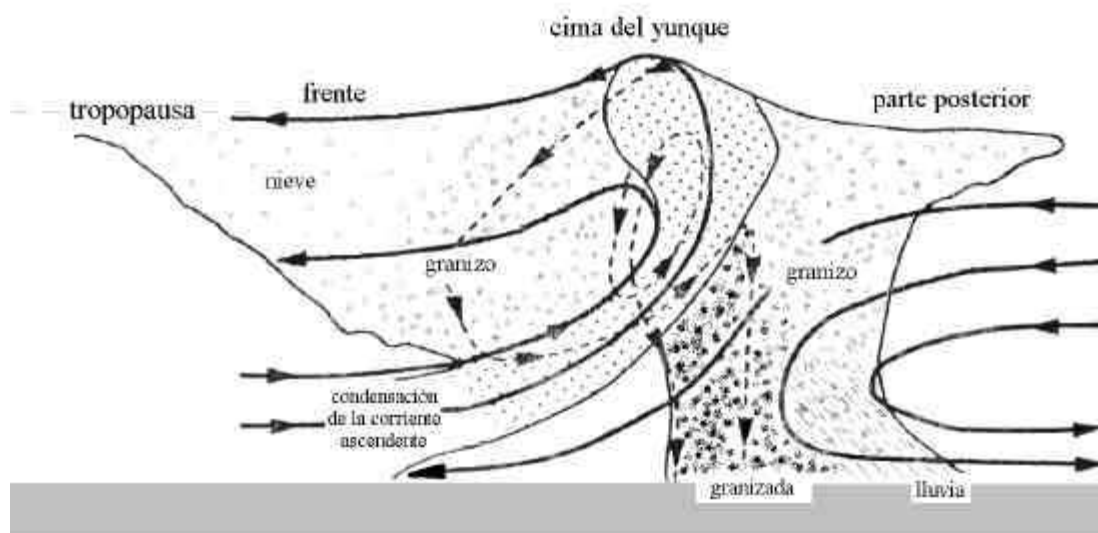


Fig. 4.21 Esquema simplificado del modelo de tormenta organizada, propuesto por Browning y Ludlam (1961)

En la parte superior de la nube, sobreenfriada, se encuentran pequeñas partículas de hielo, algunas de las cuales caen al suelo en forma de lluvia o de granizo. Otras no llegan de momento a caer porque son llevadas nuevamente hacia arriba por la corriente ascendente y vuelven a atravesar la región de agua sobreenfriada, donde aumentan de tamaño. Algunos de estos cristallitos de granizo pueden



atravesar la corriente ascendente varias veces, haciéndose cada vez más grandes, hasta que, debido a su peso, no pueden ya mantenerse en esta corriente y acaban por caer, dando lugar en superficie a una fuerte granizada. En la figura 4.21 puede seguirse la trayectoria a trazos de estas partículas de hielo.

#### 4.6.2 Los tornados

El tornado es un fenómeno meteorológico con un alto poder destructivo. Su aspecto es el de un embudo cilíndrico rotatorio que se extiende desde la base de una tormenta hasta el suelo. El embudo visible está constituido por gotitas de agua formadas por condensación.

Los tornados típicos tienen un diámetro inferior a 100 m, aunque algunos pueden ser mucho más grandes. Los embudos suelen estar sólo unos minutos en contacto con el suelo. La presión en el embudo del tornado es considerablemente inferior a la de la atmósfera que la rodea (unos 100 hPa menor). Su fuerza destructiva se debe a esta bajada súbita de la presión y a los fuertes vientos que lleva, que pueden llegar fácilmente a los 100 m/s.



Fig. 4.22 Tornado, (fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration)

Casi todos los tornados se producen asociados a tormentas. Se piensa que la rotación se inicia por la convergencia bajo la base de los cumulonimbos y por la interacción entre las ráfagas frías de

precipitación descendentes y las corrientes ascendentes adyacentes, que forma un embudo que crece desde la base de la nube hasta el suelo.

### 4.6.3 Los huracanes

Son aquellas depresiones tropicales que se producen sobre el Atlántico o la parte oriental del Pacífico norte y que originan vientos con velocidades máximas superiores al valor arbitrario de 32.4 m/s. Los huracanes se denominan *tifones* en la parte occidental del Pacífico norte y *ciclones* en el océano Índico.

Igual que en el caso de los tornados, las características principales de los *huracanes* son la baja presión en el centro y la elevada velocidad del viento. Pero son bastante diferentes en cuanto a tamaño y duración. Un huracán típico tiene un vórtice casi circular de unos 500 km de diámetro y una duración de algunos días. En algún caso, la duración ha sido superior a una semana.

La presión en el centro del huracán es muy inferior a la de la parte externa del vórtice. Los vientos más fuertes, que pueden sobrepasar a veces los 80 m/s, se producen normalmente a unos 30 km del centro de la borrasca. En los 20 km interiores de la borrasca, los vientos son flojos y se ven pocas nubes en el cielo. Esta parte se denomina *ojo del huracán* y en algunos casos puede llegar a tener 40 km de diámetro.

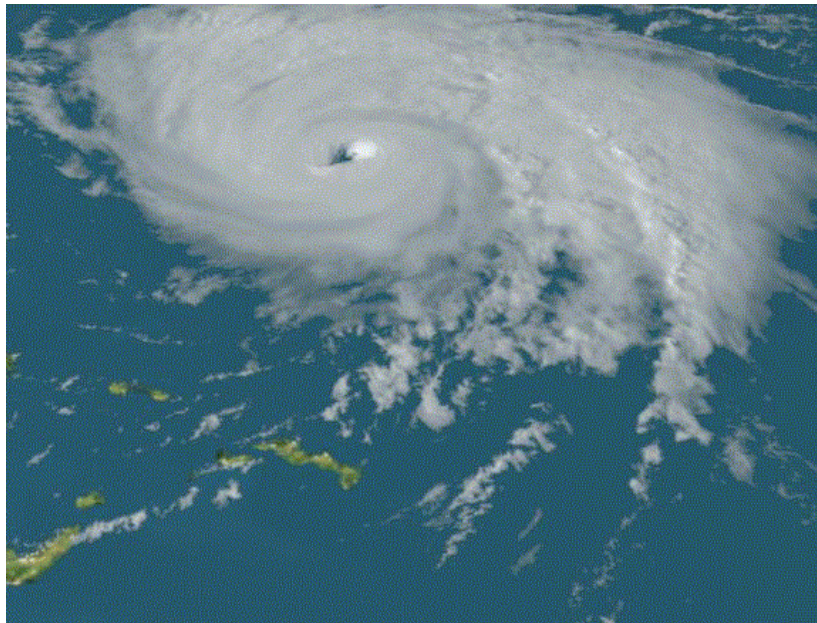


Fig. 4.23 Huracán Hortense. Septiembre de 1996 (fuente: EarthWatch Communications)

Los huracanes se desarrollan principalmente sobre las aguas cálidas y obtienen la mayor parte de su energía del agua situada debajo de ellos. Para el desarrollo y el mantenimiento de un huracán son necesarias la aportación de calor y de humedad por parte de un océano cálido y la presencia de un anticiclón en la troposfera superior que produzca divergencia en los niveles más altos y pueda extraer el aire ascendente. La escasa fricción que presenta la superficie del mar es un factor muy importante; cuando un huracán pasa sobre un continente, la tierra ejerce una fuerza adicional de rozamiento que hace reducir la velocidad del viento. En este proceso, las zonas costeras quedan devastadas por los vientos y las inundaciones.

El huracán acaba por disiparse al desaparecer la aportación de humedad y la fuente principal de suministro de energía (el océano). Los huracanes también se debilitan al moverse hacia océanos de latitudes más altas, más fríos; cuando interviene aire frío en la circulación y cuando el anticiclón en altura se aleja de la depresión.

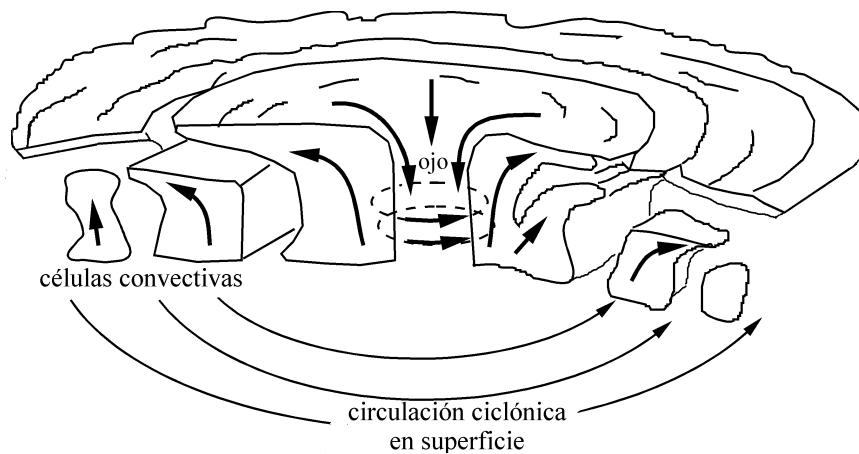


Fig. 4.24 Estructura interna simplificada de un huracán (Brimblecombe, 1981)

En la figura 4.24 se representa la estructura interna de un huracán maduro, con células conectivas organizadas en bandas que giran en espiral hacia el centro. El ojo es la pequeña zona donde se produce la subsidencia de aire seco procedente de la estratosfera.

## 5 Física del clima

### 5.1 El sistema climático

El clima en un lugar determinado se puede definir como el valor medio de las variables meteorológicas durante un período determinado (30 años es el tiempo fijado por la Organización Meteorológica Mundial). Para describir el clima necesitaremos, además de los valores medios, las fluctuaciones estacionales y los valores máximos y mínimos de las variables en aquel lugar. Manuel Puigcerver (*Libros de Investigación y Ciencia*, 1991) lo define así: "El clima es la respuesta del sistema Tierra-atmósfera al estímulo exterior de la radiación solar incidente, es decir, el resultado del balance energético entre la radiación solar absorbida por el sistema y la manera como esta energía se distribuye entre continentes, océanos y atmósfera".

Actualmente se prefiere hablar del *sistema climático*, formado por subsistemas que interactúan entre ellos intercambiando masa, energía y cantidad de movimiento. Son la *atmósfera*, que, como ya hemos visto, es la capa gaseosa que cubre el planeta; la *hidrosfera*, formada por todo el agua en forma líquida que existe, es decir, océanos, ríos, aguas subterráneas, mares interiores y lagos; la *criosfera*, que corresponde al agua en forma sólida (nieve y hielo) que se encuentra sobre la superficie terrestre; la *litosfera*, que incluye los continentes, y la *biosfera*, formada por la fauna y la flora de continentes y océanos (figura 5.1).

Los tiempos de respuesta de los diferentes componentes del sistema climático son muy distintos (tabla 5.1). Se entiende por tiempo de respuesta el tiempo que necesita un sistema, cuando ha sido perturbado, para volver nuevamente a una situación de equilibrio. En la atmósfera, para la capa fronteriza (los primeros mil metros, aproximadamente, en contacto con la superficie terrestre) el tiempo de respuesta va de minutos a horas; para la atmósfera libre, de semanas a meses; en el océano, para la capa de mezcla (capa más externa, en contacto con la atmósfera), de semanas a años, y para las capas más profundas, de décadas a milenios; para los mares helados, de semanas a décadas; para los lagos y la vegetación, de meses a siglos; para los glaciares, del orden de siglos; para la cobertura de hielo, milenios; y para los fenómenos tectónicos, decenas de millones de años. Esta gran diferencia en las escalas de tiempo acentúa la complejidad de las interacciones, de manera que no todos los subsistemas están siempre en equilibrio con los demás, ni tampoco internamente.

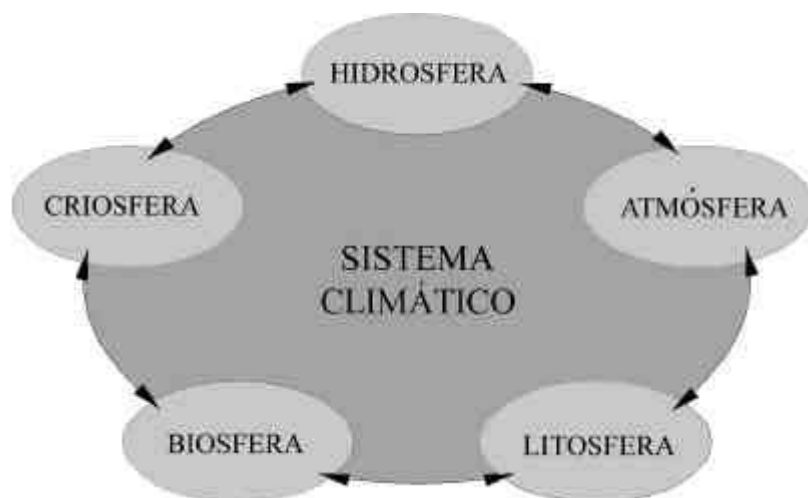


Fig. 5.1 Componentes del sistema climático

La radiación solar proporciona prácticamente toda la energía que nutre al sistema climático. Esta energía, que llega a la cima de la atmósfera y es absorbida por el sistema, se transfiere entre los diversos subsistemas, se transforma en otras formas de energía, se utiliza en diversos procesos químicos y biológicos y también, parcialmente, se disipa. Debido a la forma esférica de la Tierra, al movimiento orbital y a la inclinación del eje de rotación de la Tierra, no llega por igual a todos los puntos de la superficie terrestre y, además, también va variando con el tiempo.

Podemos definir clima, con más precisión, como el estado del sistema, caracterizado por valores medios, extremos, medidas de dispersión y otras cantidades que caracterizan la estructura y el comportamiento de la atmósfera, la hidrosfera y la criosfera sobre un período de tiempo (Peixoto y Oort, 1992). Esta definición incluye el concepto más tradicional basado en las condiciones atmosféricas medias al que hacíamos referencia al principio del capítulo.

El sistema climático se encuentra en evolución constante, con partes del sistema que cambian primero y otras que lo hacen con más retraso. Los cambios climáticos pueden venir representados por variaciones a largo plazo en los valores medios de una determinada variable climática. A este valor medio vienen superpuestas las fluctuaciones estacionales y anuales, que también pueden resultar influidas por el cambio en el valor de la media. En la escala de tiempo humana, los cambios en los valores medios son tan lentos que resultan prácticamente imperceptibles. En realidad sólo pueden ser detectados mediante un estudio cuidadoso de los registros.

Estos cambios se producen, básicamente, por causas naturales que analizaremos más adelante. Pero el interrogante que se plantea actualmente es si la actividad humana puede llegar a ser también un

motivo de alteración del clima. La posibilidad de experimentar en este ámbito, con la finalidad de prevenir los cambios futuros o de anticipar el impacto de determinadas actividades humanas en el sistema climático, es prácticamente nula: los procesos que constituyen el clima en un planeta son demasiado complejos para ser reproducidos en experimentos de laboratorio, de la misma manera que sucede con los del tiempo meteorológico.

Tabla 5.1 Tiempo aproximado de respuesta de los diferentes componentes del sistema climático (Henderson-Sellers y McGuffie, 1990)

COMPONENTE	TIEMPO DE RESPUESTA
<b>ATMÓSFERA</b>	
Libre	11 días
Capa fronteriza	24 horas
<b>OCÉANO</b>	
Capa de mezcla	7-8 años
Fondo del mar	300 años
Hielo del mar	días-siglos
<b>CONTINENTES</b>	
Lagos y ríos	11 días
Suelo y vegetación	11 días
Nieve y superficie de hielo	24 horas
Glaciares de las montañas	300 años
Capas de hielo	3000 años
Manto de la Tierra	30 millones de años

Una herramienta muy útil en la predicción de los efectos de la actividad antropogénica sobre la evolución del clima son los modelos climáticos. Con ellos se estudia la evolución de las variables meteorológicas mediante métodos numéricos que resuelven las ecuaciones físicas fundamentales de conservación que obedece el sistema. Los procesos que intervienen en el clima del planeta son extraordinariamente complejos a causa de las interacciones no lineales entre sus componentes, de manera que los modelos introducen diferentes hipótesis simplificadoras, según las características específicas del problema concreto que se pretenda abordar.

## 5.2 Mecanismos de realimentación

Los mecanismos de realimentación son muy importantes en la respuesta global del sistema climático a una posible perturbación en uno de sus componentes. Se produce realimentación cuando, al actuar sobre un sistema una parte de la señal de salida, o respuesta del sistema a la actuación, se suma a la señal de entrada, de manera que altera la señal neta de salida (figura 5.2). La realimentación es

*positiva* si se produce una amplificación del proceso y *negativa* si se produce una atenuación. En el primer caso, una perturbación crecería y, en el segundo, disminuiría. Es posible que en el sistema climático se manifieste a la vez más de un mecanismo de realimentación como consecuencia de la presencia de una perturbación. Estos efectos de realimentación se combinan de una forma muy compleja. Veamos algunos de los mecanismos de realimentación inherentes al sistema climático.



Fig. 5.2 Esquema del funcionamiento de un mecanismo de realimentación

### 5.2.1 Realimentación positiva hielo-albedo

Si, por alguna causa, la temperatura global de la superficie disminuyera, aumentarían las regiones de nieve y hielo, que son muy reflectoras de la luz solar, ya que tienen un albedo alto. En consecuencia, la superficie terrestre absorbería menos radiación solar y bajarían más las temperaturas. Como consecuencia de esto, se formarían más regiones de nieve y hielo, y así continuaría el proceso. De forma esquemática se puede reflejar así:

$$T \downarrow \longrightarrow \text{nieve/hielo} \uparrow \longrightarrow \text{albedo} \uparrow \longrightarrow T \downarrow$$

Este mecanismo también sería positivo si la perturbación inicial provocara un aumento de la temperatura global de la superficie. En este caso, la superficie con hielo y nieve disminuiría y, por tanto, disminuiría el albedo. Entonces la cantidad de radiación reflejada disminuiría y aumentaría la radiación absorbida, cosa que acentuaría el aumento de temperatura, y el proceso se amplificaría. El esquema correspondiente es:

$$T \uparrow \longrightarrow \text{nieve/hielo} \downarrow \longrightarrow \text{albedo} \downarrow \longrightarrow T \uparrow$$

### 5.2.2 Realimentación positiva efecto invernadero del vapor de agua

Un aumento de las temperaturas produciría más evaporación y, en consecuencia, un incremento del vapor de agua en la atmósfera. Como este gas es muy absorbente de la radiación infrarroja que emite la superficie terrestre (es el principal gas *invernadero*), el resultado sería un aumento de la

temperatura del aire y, por tanto, habría más evaporación, y así continuaría el proceso. En este caso también se produciría realimentación positiva si la perturbación inicial fuese al revés, es decir, una disminución de las temperaturas. El esquema siguiente muestra la realimentación en los dos sentidos:

$$T \uparrow \longrightarrow \text{evaporación} \uparrow \longrightarrow \text{vapor H}_2\text{O} \uparrow \longrightarrow \text{efecto invernadero} \uparrow \longrightarrow T \uparrow$$

$$T \downarrow \longrightarrow \text{evaporación} \downarrow \longrightarrow \text{vapor H}_2\text{O} \downarrow \longrightarrow \text{efecto invernadero} \downarrow \longrightarrow T \downarrow$$

### 5.2.3 Realimentación negativa temperatura-radiación de onda larga

Si, por algún motivo, la temperatura aumentara, la atmósfera emitiría al espacio exterior más calor en forma de radiación de onda larga, de manera que atenuaría el incremento inicial de temperatura. En este caso, la realimentación sería negativa.

$$T \uparrow \longrightarrow \text{emisión infrarroja al espacio exterior} \uparrow \longrightarrow T \downarrow$$

### 5.2.4 Realimentación de las nubes

Las nubes, por un lado, son muy reflectoras de la radiación solar y, por otro, dado que están formadas por agua y vapor de agua, contribuyen al efecto invernadero. En consecuencia, no queda claro cuál es su realimentación asociada. Depende de muchos factores como son la cantidad de agua que contienen, el tamaño de las gotas, la altura a la que se encuentran (las nubes bajas parece que son más reflectoras de la radiación solar que las altas), etc. Simplificando, y como primera aproximación, se puede considerar que:

- Un incremento de las nubes cumuliformes produciría una realimentación positiva, porque ocupan menos extensión. Dominaría el efecto invernadero sobre el albedo, de manera que se produciría un aumento de las temperaturas y más evaporación, lo que daría lugar a la formación de más nubes.
- Un incremento de las nubes estratiformes, en cambio, produciría una realimentación negativa porque ocupan más extensión. En este caso, el albedo dominaría sobre el efecto invernadero, reflejarían más la radiación solar, lo que produciría una disminución de las temperaturas y, en consecuencia, se frenaría la evaporación y disminuiría la formación de nubes (figura 5.3).

Generalmente se acepta que un aumento de la temperatura produce más evaporación y, por tanto, más vapor de agua que da lugar a nubes. Lo que no se sabe es qué tipo de nubes se formarían.





Fig. 5.3 Nubes de desarrollo vertical (cúmulos) y nubes estratificadas con extensión horizontal (estratos)

### 5.2.5 Realimentación atmósfera-océano

Las interacciones y los mecanismos de realimentación entre la atmósfera y el océano son también muy complejos. Es evidente que los cambios en uno de ellos repercuten de forma muy importante en el otro. Por ejemplo, si la temperatura de la superficie del mar aumentara, afectaría la estructura térmica y dinámica de la capa fronteriza atmosférica y influiría en la circulación general de la atmósfera. De esta manera se alteraría también la dirección y fuerza de los vientos. Pero éstos, a su vez, afectarían la circulación del océano y modificarían las temperaturas. Así se cerraría el ciclo.

### 5.3 Alteraciones en el sistema climático

El equilibrio del sistema climático depende de una serie de factores, externos e internos, como son la radiación solar que llega a la cima de la atmósfera, la rotación de la Tierra alrededor del Sol, la estructura de la superficie terrestre y la composición química de la atmósfera. Si alguno de estos factores se alterara, este equilibrio se podría ver desplazado. Es difícil analizar las consecuencias posibles de una hipotética alteración, ya que los mecanismos de realimentación que intervienen son complicados.

Hemos visto que las escalas de tiempo propias en las variaciones del sistema climático son muy diversas, según a qué subsistemas afecten. A continuación analizaremos una serie de causas que pueden introducir perturbaciones en el clima, como también algunas alteraciones que se observan actualmente. Se pueden clasificar en *perturbaciones externas*, cuando están provocadas por variaciones que no son propias del sistema climático, y *perturbaciones internas*, si el origen es alguno de los componentes del sistema. El resultado de estas perturbaciones puede ser una alteración del clima con consecuencias a largo plazo (miles de años o más) o a corto plazo (años y decenas de años). Las más importantes son:

- *Perturbaciones externas:*

- variaciones de Milankovitch;
- actividad solar.

- *Perturbaciones internas.* Pueden ser de origen natural o antropogénico:

- erupciones volcánicas;
- desertización, deforestación y variaciones en el uso del suelo;
- *El Niño*;
- aumento del dióxido de carbono;
- disminución del ozono estratosférico.

A continuación las analizamos con más detalle.

### 5.3.1 Las variaciones de Milankovitch

Esta teoría fue formulada por el astrónomo serbio Milutin Milankovitch en 1930, y relaciona las variaciones climáticas a largo plazo, como los períodos glaciales, con los parámetros cambiantes de la órbita de la Tierra alrededor del Sol. Estos cambios se producen debido a la influencia gravitatoria de los demás planetas y la Luna, y tienen como consecuencia cambios en el patrón de insolación en la Tierra. Todavía no está suficientemente estudiado el impacto de los ciclos de Milankovitch en el cambio climático, ya que seguramente desencadenan efectos de realimentación muy difíciles de evaluar, pero sí que ofrecen una explicación a los cambios cíclicos a largo plazo. Los cambios en la geometría orbital de la Tierra se deben a la variación de tres parámetros: la *excentricitat*, la *oblicuidad* y la *precesión orbital* (figura 5.4).

#### a) Cambios en la excentricidad

La excentricidad  $E$  de la órbita, que es la relación entre los semiejes mayor ( $a$ ) y menor ( $b$ ) de la elipse:

$$E = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$$

va cambiando, de manera que se va haciendo más circular y después más elíptica de una forma periódica. Cuanto más grande es la excentricidad, más pequeño es el flujo anual incidente. El valor actual es 0.017. La excentricidad en los últimos 5 millones de años ha variado entre

0.000483 y 0.060791. Esto representa una variación del flujo solar incidente de +0.014 a -0.17 por ciento del valor actual. Un ciclo de variación completo tiene un período de 110000 años, aproximadamente (figura 5.5).

### b) Cambios en la oblicuidad

La oblicuidad o inclinación es el ángulo que forma el eje de rotación de la Tierra con el plano de la eclíptica. Este ángulo va variando muy lentamente con el tiempo, entre los valores mínimo y máximo de  $22^\circ$  y  $24.5^\circ$ , respectivamente. Su valor actual es de  $23.5^\circ$ . No altera la radiación global anual pero, cuanto mayor es la oblicuidad, mayor es también el contraste estacional. La periodicidad de esta variación es de 40000 años.

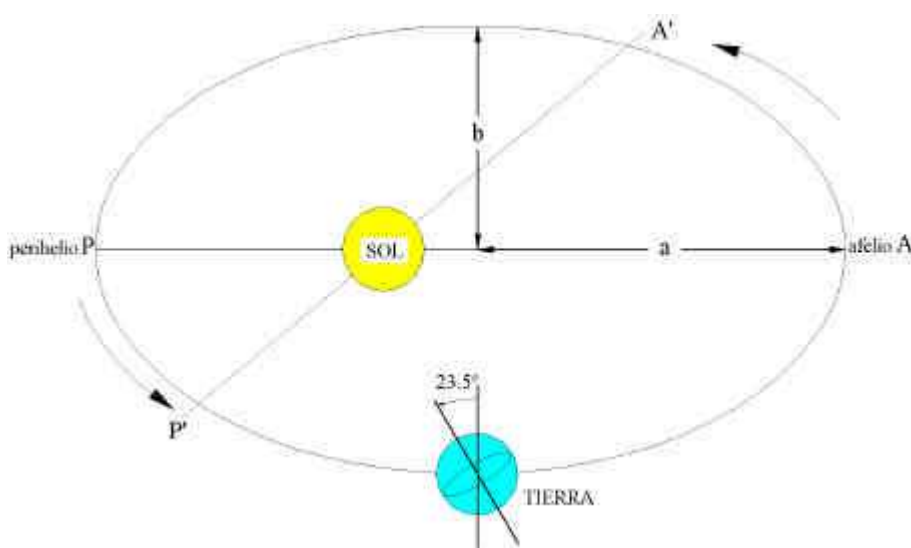


Fig. 5.4 Componentes orbitales, la variación de los cuales afecta al sistema climático: la excentricidad de la órbita, que relaciona las longitudes de los semiejes  $a$  y  $b$ , la precesión del perihelio y el afelio, que pasan de  $P$  a  $P'$  y de  $A$  a  $A'$ , y la oblicuidad del eje de la órbita respecto al plano de la eclíptica, que en la actualidad vale  $23.5^\circ$

### c) Precesión orbital

El perihelio, punto de la órbita más próximo al Sol, se mueve por la influencia de los demás planetas, sobretodo Júpiter, de manera que la elipse que define la órbita va girando también en el plano de la eclíptica. El resultado de ésto es un cambio progresivo en el tiempo en que se dan los equinocios. Tiene dos periodicidades: 23000 y 18800 años. No altera la radiación global anual, pero afecta su distribución espacial y temporal. Con el valor actual de excentricidad, la diferencia entre la constante solar en el perihelio y el afelio es de, aproximadamente, un 6% ( $1411-1329 \text{ W/m}^2$ ).

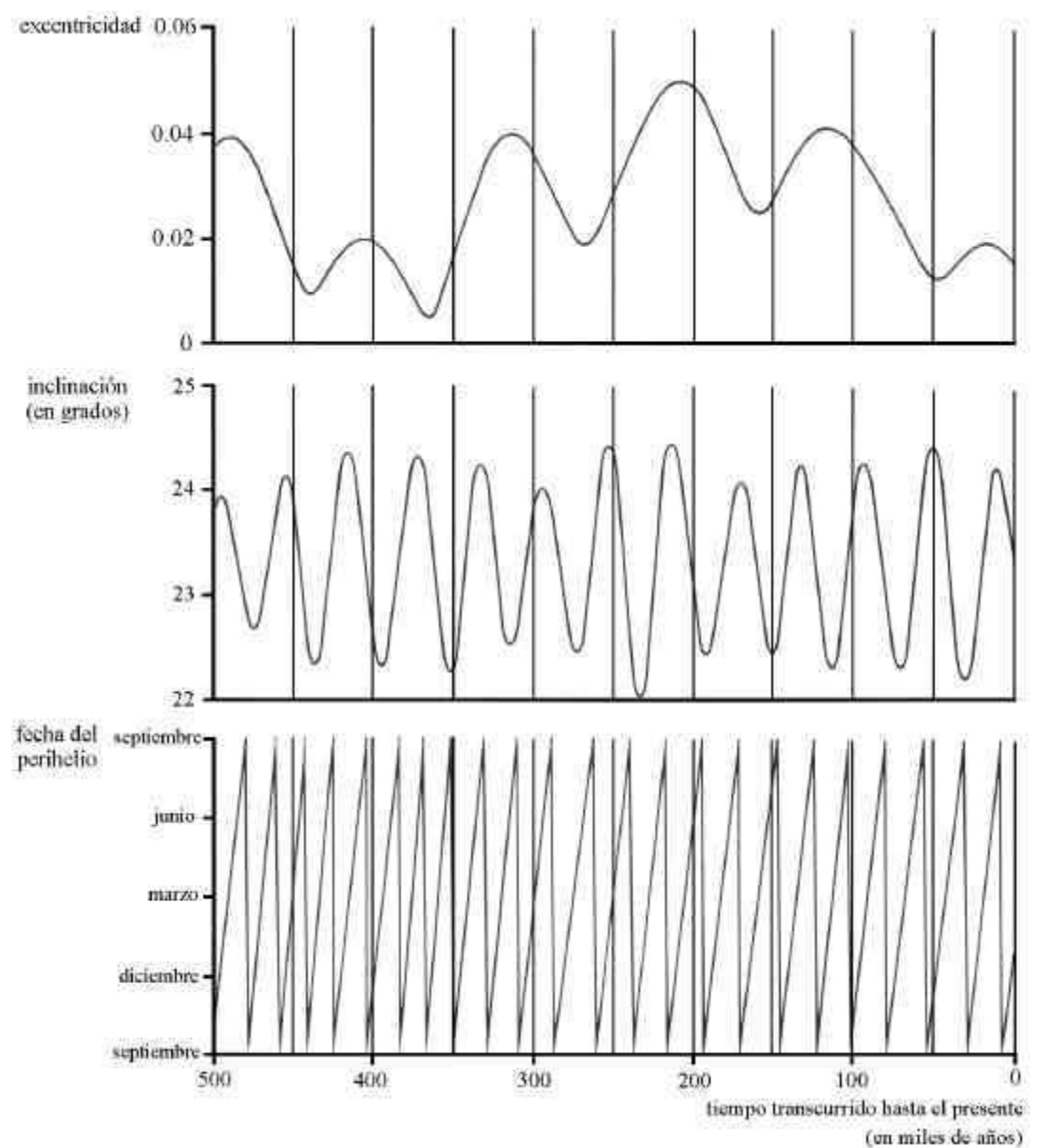


Fig. 5.5 Variación en el tiempo de los tres parámetros orbitales: excentricidad, inclinación del eje, y precesión del perihelio; permite apreciar los diferentes periodos (adaptado de Covey, 1991)

### 5.3.2 La actividad solar

El Sol es una estrella activa que experimenta episodios violentos consistentes en la formación de manchas sobre su superficie, filamentos, protuberancias, etc. Esta actividad es debida a la existencia

de una capa convectiva en el interior del Sol, entre el núcleo y su atmósfera, y también a la generación de un campo magnético variable debido al movimiento de gases conductores.

La manchas solares son quizá la manifestación más representativa de esta actividad, y su formación va asociada a un ciclo que tiene un período de 22 años. La luminosidad del Sol está relacionada también con este período, y sus variaciones pueden afectar al clima en la Tierra. De hecho, ciertas alteraciones del clima a lo largo de la historia se habían relacionado con el ciclo de las manchas solares. Por ejemplo, la existencia de lo que se ha llamado la “pequeña edad de hielo”, que es un intervalo de unos 400 años entre mediados del siglo XV y mediados siglo XIX, en los que la temperatura media en las latitudes templadas del planeta estuvo un grado por debajo de la actual. No obstante, de momento no se ha podido demostrar que haya una verdadera causa-efecto. Por otra parte, la incorporación del efecto de las variaciones de luminosidad del Sol en los modelos climáticos da buenos resultados.

Otros posibles factores externos perturbadores del clima son las colisiones con cometas y meteoritos. El efecto principal que producen es un aumento del aerosol troposférico y estratosférico.

### 5.3.3 Las erupciones volcánicas

Las erupciones volcánicas son posiblemente la causa más importante en las variaciones aleatorias del clima a corto plazo. La consecuencia climática más importante que tienen es la inyección en la atmósfera de partículas y gases. En la mayoría de erupciones, este material es emitido a la troposfera entre los 5 y los 8 km de altura, y se acaba depositando, de forma seca o con la precipitación, sobre la superficie terrestre, en algunos meses. Los efectos atmosféricos en estos casos no son importantes.

Pero, a veces, la violencia de las explosiones puede hacer que este material llegue a la estratosfera, donde la temperatura aumenta con la altura, y como consecuencia de ello no se produce prácticamente mezcla vertical. El material se mantiene al nivel al que ha sido inyectado y se dispersa horizontalmente debido al viento, que es muy fuerte a esta altura.

La fuerza con la que gases y partículas son expulsados depende de características geológicas del volcán como su composición. En concreto, depende de la cantidad de sílice que contenga. Para que un volcán tenga efectos atmosféricos importantes es necesario que el contenido de sílice sea más bien alto y, al mismo tiempo, que sea rico en gases sulfurados: dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) y sulfuro de hidrógeno ( $\text{H}_2\text{S}$ ). En la estratosfera, estos gases reaccionan con el vapor de agua por efecto de la luz del Sol y forman el ácido sulfúrico. La nube estratosférica está formada, por tanto, por un aerosol que contiene gotitas de ácido sulfúrico. La erupción de El Chichón (México, 1982) produjo una nube estratosférica mucho más densa que la del Santa Helena (Estados Unidos, 1980). La cantidad de cenizas de las dos erupciones fue similar, pero no su contenido en azufre, que fue mucho más importante en El Chichón.

La nube estratosférica es arrastrada por la circulación atmosférica, de manera que unas cuantas semanas después de la erupción puede haber dado la vuelta al globo y cubrir toda una franja de latitud (aunque estrecha, ya que la circulación general es básicamente zonal). En la estratosfera, el tiempo de residencia de las partículas es grande: 1 año para partículas de radio 2-5  $\mu\text{m}$ , y hasta 12 años para las más pequeñas (0.5-1  $\mu\text{m}$ ).



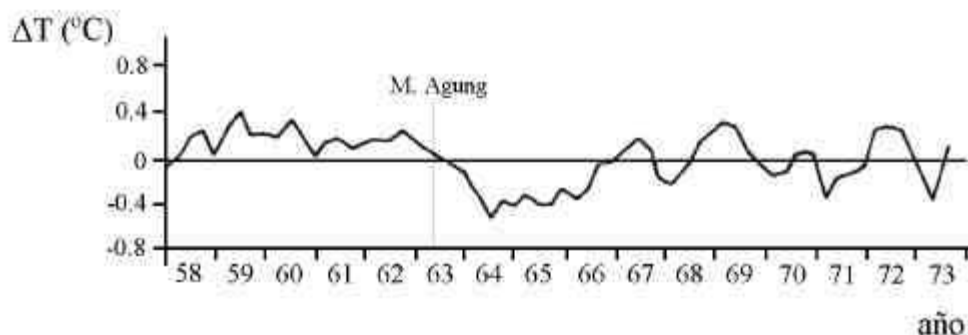
*Fig. 5.6 Erupción del Popocatepetl*

Las erupciones volcánicas son completamente imprevisibles. La consecuencia sobre el clima es que pueden producir disminuciones de la temperatura de algunas décimas de grado, ya que aumentan el albedo de la atmósfera. También aumentan el efecto invernadero, aunque parece que predomina el primer efecto.

Los resultados de las simulaciones también indican que después de una emisión volcánica a gran escala se producirá un enfriamiento global. De todas maneras, el efecto no está claro porque las partículas que expulsan los volcanes actúan como núcleos de condensación y podrían producir cambios en la nubosidad. Por tanto, no se conocen bien los mecanismos de realimentación que dominarían. En la figura 5.7 se muestra la variación observada en las temperaturas en la troposfera para el período 1958-1973, y se puede apreciar el descenso que se produjo después de la erupción del monte Agung, en 1963.

En el caso más reciente de la erupción del monte Pinatubo, en junio de 1991, se produjo un incremento grande pero transitorio en la concentración de aerosoles estratosféricos que dio lugar a un enfriamiento durante aproximadamente dos años, estimado, a partir de las observaciones, en unos

0.4 °C. Este resultado también es consistente con las simulaciones que proporcionan los modelos, que preveen enfriamientos globales medios de 0.4-0.6 °C (IPCC, 1995).



*ig. 5.7 Temperaturas troposféricas observadas desde 1958 hasta 1973 en la región 30°N - 30°S (adaptada de Henderson-Sellers y McGuffie, 1990)*

Los modelos climáticos no incluyen los posibles efectos de las erupciones volcánicas, ya que no se sabe cómo parametrizarlos, lo que comporta una cierta incertidumbre. De todas maneras, dado que las erupciones volcánicas son puntuales desde el punto de vista temporal y espacial, no es previsible que ocasionen anomalías de temperatura persistentes, ni cambios climáticos importantes a largo plazo.

#### 5.3.4 Desertización, deforestación y variaciones en el uso del suelo

En los últimos decenios se está produciendo un cambio en los usos que el hombre hace del suelo. Por un lado, se reducen las regiones con bosques para introducir cultivos y, por otro, se elimina parte de la vegetación para construir zonas habitables y vías de comunicación. También se ha producido un aumento de la desertización en algunas regiones africanas, debido a un incremento de la sequía, que puede ser debido a la acción humana o a causas naturales (variaciones de Milankovich).

La eliminación de la vegetación disminuye la capacidad del suelo de retener el agua y, en consecuencia, aumenta el albedo. También disminuye el flujo de calor latente y se incrementa la temperatura en la superficie. De estos dos efectos parece que domina el primero, lo cual provoca subsidencia a gran escala, que tiene como consecuencia una disminución de la nubosidad y la precipitación. En definitiva, una realimentación positiva que intensifica la desertización.

Por otro lado, otro posible efecto de la desertización, debido al aumento de la cantidad de polvo, es una disminución de la precipitación por el hecho de que la superficie terrestre se calienta menos debido a la dispersión y absorción de radiación por las partículas de polvo. Así la actividad atmosférica convectiva que genera lluvia disminuye.

### 5.3.5 *El Niño*

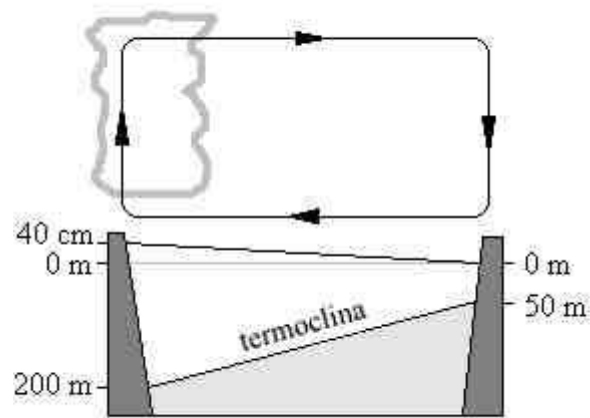
Se denomina *El Niño* un fenómeno natural que se observa con cierta regularidad. De hecho, es una característica del clima actual y la causa de una variabilidad climática natural en la escala de pocos años. El fenómeno consiste en un calentamiento que se produce en las aguas superficiales del Pacífico sur, delante de la costa de Ecuador y norte del Perú. Normalmente empieza hacia mediados de diciembre, cerca de Navidad (por esto los pescadores de la zona lo llamaron así), y dura unos cuantos días. A intervalos irregulares, que oscilan entre los 2 y los 7 años, el fenómeno se produce de forma más intensa y persistente, dura algunos meses (alrededor de un año) y tiene consecuencias climáticas muy importantes que afectan una gran parte del planeta. Veamos primero cuál es la situación normal, cuando no se produce *El Niño*.

La diferencia de presión atmosférica entre la costa americana del Pacífico ecuatorial y la costa asiática hace que la circulación atmosférica dé lugar a vientos de este a oeste; son los vientos alisios, que vimos en el capítulo 3. Estos vientos impulsan una corriente marina superficial cálida hacia el norte y el oeste, de manera que las aguas mar adentro, delante de la costa americana, son desplazadas por la corriente y reemplazadas por aguas profundas, que son frías y muy ricas en nutrientes. Esto hace que la región pesquera frente a las costas de Ecuador y Perú sea una de las más ricas y extensas. Esta diferencia de presiones entre el sistema anticiclónico del Pacífico sur y el sistema ciclónico sobre Indonesia y Australia que impulsa los vientos se debilita cada año ligeramente, entre diciembre y marzo o abril, y tenemos entonces *El Niño*. Las aguas del Pacífico oriental se calientan 1 o 2 °C debido a que la afloración de aguas profundas es menor. Ello tiene repercusiones para la pesca, pero son pequeñas.

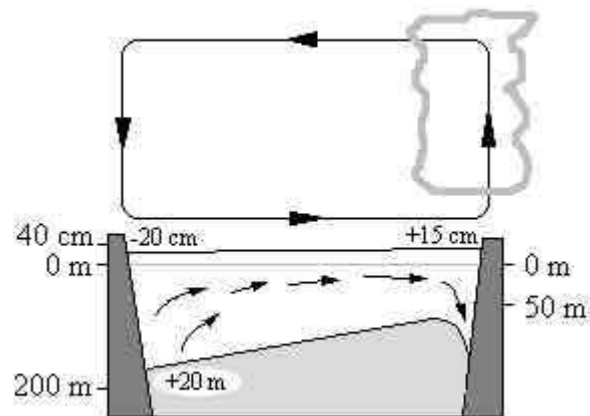
Periódicamente, a intervalos irregulares, la diferencia de presiones este-oeste se debilita mucho, hasta el extremo de que se invierte: las altas presiones se sitúan en la costa asiática y las bajas en la americana, los vientos alisios dejan de soplar y la corriente superficial marina se invierte, pasa a ser una corriente de oeste a este que arrastra las aguas cálidas hacia la costa ecuatoriana y peruana. Este debilitamiento del viento empieza después del verano, y la corriente que genera tarda un par o tres de meses en transportar las aguas cálidas delante de la costa americana. Las aguas profundas y frías ricas en nutrientes dejan de aflorar y disminuye enormemente la producción pesquera en la zona. Se produce entonces un episodio de *El Niño* anómalo, en el sentido de que es mucho más intenso de lo habitual y que dura unos 15 o 16 meses.

La termoclina es la superficie que separa la capa superficial oceánica, bien mezclada, de las aguas profundas mucho más frías. En situación normal se encuentra mucho más hundida en la zona occidental (200 m) que en la oriental (50 m). Esto es debido al rozamiento del viento que arrastra las aguas hacia el oeste haciendo que se acumule y aumente así el grosor de la capa superficial. El hecho de que la termoclina esté tan poco profunda delante de la zona oriental del Pacífico sur favorece el afloramiento de aguas profundas y la aportación de nutrientes a la zona (figura 5.8 a).





a)



b)

Fig. 5.8 Esquema que representa la situación del Pacífico sur y sus costas occidental y oriental. a) situación normal y b) situación con un episodio intenso de El Niño

Cuando se da un episodio intenso de *El Niño*, la inversión del sentido de la corriente de las aguas hace que la termoclina suba en la zona oriental y se hunda en la occidental (figura 5.8 b). El resultado es un calentamiento de las aguas mar adentro, delante de la costa de América del Sur. Este calentamiento puede llegar a los 7 o 8 °C, con consecuencias nefastas para la actividad pesquera. Después de los episodios de 1972-1973 y 1982-1983, que fueron, antes del más reciente de 1997-

1998, los más intensos del siglo, las capturas disminuyeron de 12 millones de toneladas a menos de medio millón.

En situación normal, sin *El Niño*, los vientos alisios convergen con los vientos del oeste en la zona de Indonesia y provocan un ascenso del aire que da lugar a la formación de lluvias torrenciales, que caracterizan esta región. En cambio, durante un episodio intenso de *El Niño*, la situación se invierte y la circulación en superficie es de oeste a este y arrastra las corrientes marinas también hacia el este, donde se acumula el agua caliente y propicia el levantamiento de las masas de aire delante de las costas de América del Sur y América Central, lo cual genera episodios de lluvias intensas en estas regiones, mientras una gran sequía afecta toda la zona de Indonesia (figura 5.8). En la figura 5.9 se muestran las temperaturas normales durante el mes de febrero en la superficie oceánica, las del mes de febrero de 1998 (afectadas por *El Niño*) y las diferencias entre ambas. Se observa cómo, en la región ecuatorial, delante de la costa americana, estas diferencias llegan a los 5°.

Se denominan *La Niña* las situaciones en que se dan las condiciones normales (sin *El Niño*), pero muy amplificadas. Es decir, cuando las aguas en la zona oriental del Pacífico ecuatorial están más frías de lo normal y la convección en esta zona es muy reducida y, en cambio, muy intensa en la zona de Indonesia. Los vientos alisios entonces son muy intensos y la pendiente de la termoclina es más pronunciada de lo normal.

En realidad hoy en día se prefiere hablar de dos extremos *El Niño* ↔ *La Niña*, con una oscilación irregular entre ambos. En este sentido no se puede hablar de *El Niño* como un fenómeno anómalo, aunque sí que se dan años o episodios que lo son. Especialmente intenso fue el último episodio de *El Niño*, que empezó en diciembre de 1997. Las precipitaciones tropicales sobre el este del Pacífico ecuatorial fueron muy abundantes y provocaron fuertes inundaciones. También afectaron la zona occidental del océano Índico y el este de África (con más de 1000 mm en algunas regiones de Kenya). En la costa norte del Perú las precipitaciones fueron de unos 1400 mm y al sudeste de Sudamérica de unos 600 mm. En cambio, en Indonesia el déficit fue de 800 mm, aproximadamente, al sur de África de unos 300 mm, y al norte de Sudamérica de unos 500 mm. Las lluvias intensas afectaron también Estados Unidos (California y Florida), con precipitaciones de 300-600 mm. En la figura 5.10, proporcionada por la NOAA, se muestra la desviación, respecto de los valores normales de precipitación, para el mes de febrero de 1998 (los valores normales son los de la media para este mes registrados durante el período 1979-1995).

Intentar establecer si el origen del fenómeno se encuentra en el océano o en la atmósfera no tiene sentido, ya que ambos subsistemas están acoplados y constituyen lo que podríamos llamar un proceso circular. Los dos interaccionan estrechamente, de manera que una anomalía en uno de los dos subsistemas afecta al otro. Hasta el momento, el registro histórico de episodios nos proporciona una pauta en la periodicidad, y se conoce la secuencia de hechos que siguen una vez se empieza a desarrollar. Últimamente, además, se empieza a poder preveer cuándo se producirá un nuevo episodio. Estudios recientes intentan relacionar el cambio climático con la periodicidad de este fenómeno.

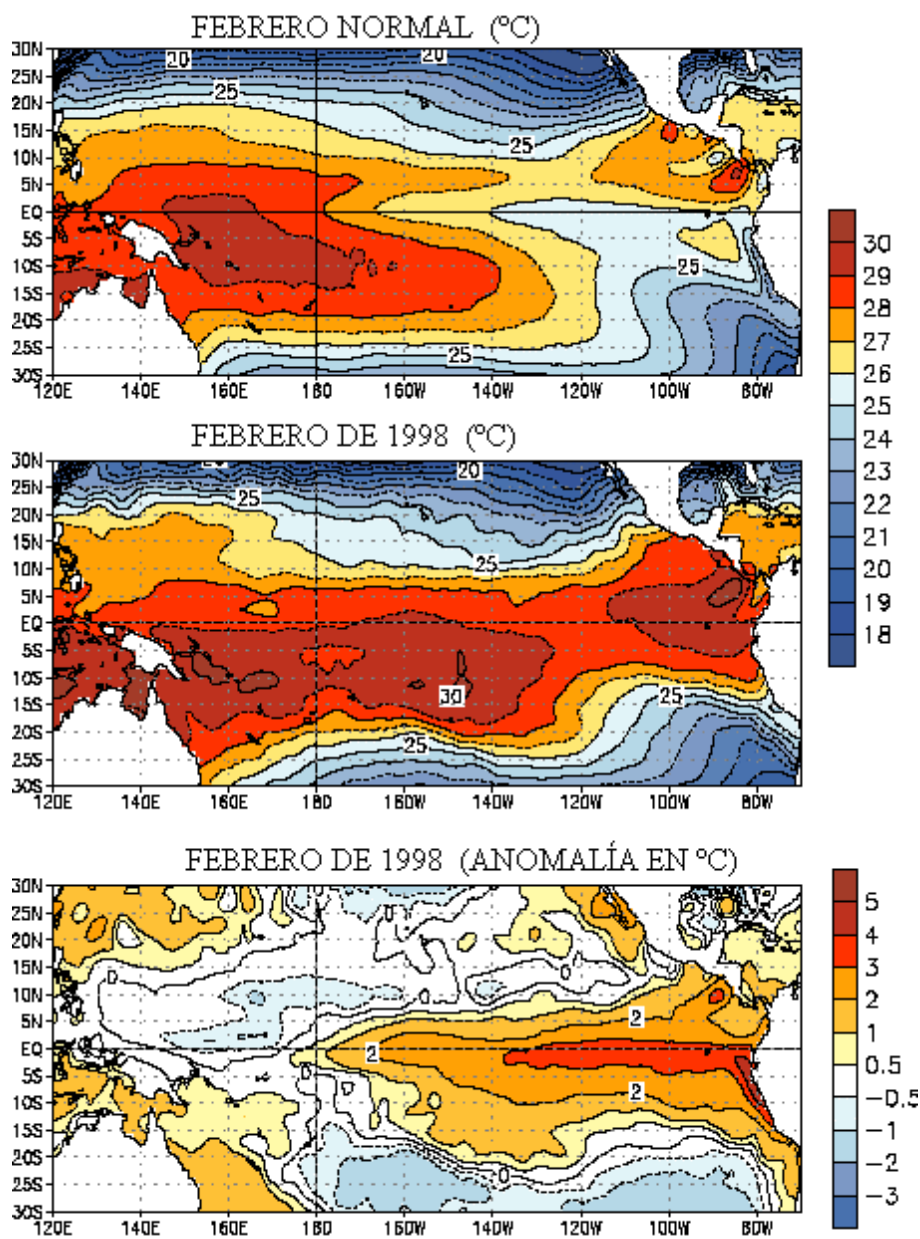


Fig. 5.9 Temperaturas en la superficie del mar (en °C): arriba, las que se consideran normales para el mes de febrero; en medio, las del mes de febrero de 1998, y abajo la desviación respecto de las normales para este mes. El intervalo entre curvas es de un grado. Las temperaturas normales están calculadas a partir de la media del período 1950-1979. La figura ha sido cedida por la NOAA (Reynolds y Smith, 1995, *J.Climate*, 8, 1571-1583)

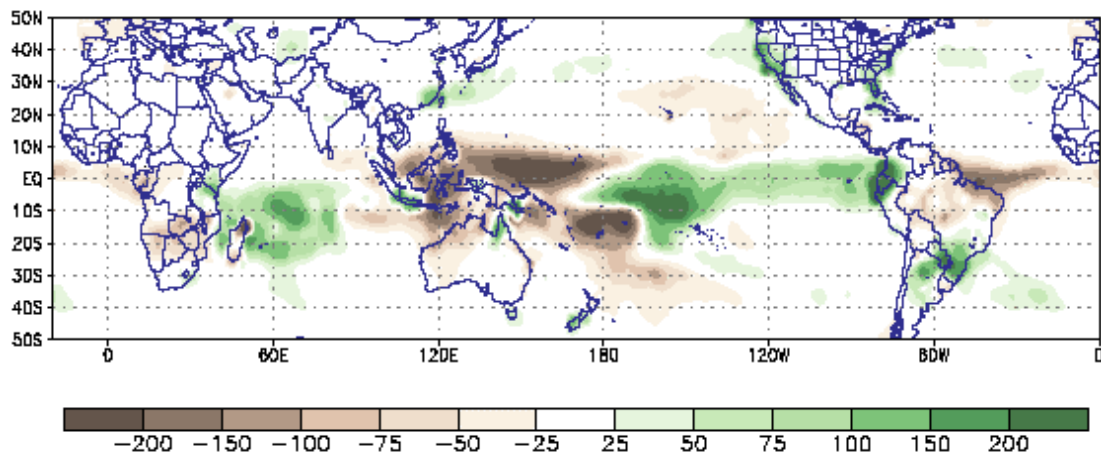


Fig. 5.10 Desviación de los valores de la precipitación (en mm), respecto de los normales, para el mes de febrero de 1998. Los normales han sido calculados a partir de la media del periodo 1979-1995 (figura cedida por NOAA)

### 5.3.6 Aumento del dióxido de carbono

El  $\text{CO}_2$  es la especie más abundante del carbono en la atmósfera. Las emisiones antropogénicas han aumentado su concentración en aproximadamente un 25% desde principios de la revolución industrial, como ya habíamos indicado en el capítulo 1 (figura 1.5). Aún siendo uno de los constituyentes principales del aire, un aumento considerable en su concentración podría tener consecuencias sobre el clima ya que es un gas de efecto invernadero. Además, la deforestación asociada al cambio en los usos del suelo hace que la cantidad de  $\text{CO}_2$  atmosférico, absorbida en la fotosíntesis, también haya disminuido.

Los grandes depósitos de carbono en el sistema climático son cuatro: la atmósfera, la biosfera, los océanos y la litosfera (incluyendo los combustibles fósiles). La transferencia entre unos y otros es muy compleja y difícil de cuantificar. Constituye lo que se denomina el ciclo del carbono, que se esquematiza en la figura 5.11. Las cifras corresponden aproximadamente a los flujos anuales de  $\text{CO}_2$  y a las cantidades almacenadas en los grandes depósitos terrestres y marinos, en miles de millones de toneladas.

La cantidad de carbono que hay en la atmósfera es aproximadamente igual a la de la vegetación terrestre, y ambas, comparadas con los grandes depósitos que constituyen la corteza terrestre y los océanos, son insignificantes. La atmósfera intercambia carbono con el océano y la biosfera. Estos dos ciclos de intercambio se muestran en la figura 5.11. En ellos se absorbe  $\text{CO}_2$  de la atmósfera mediante la fotosíntesis, y de esta manera se fija carbono en las plantas, la madera y el fitoplancton. Por otra parte, se emite  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por oxidación (respiración). Las cantidades que se eliminan y se aportan a partir de estos procesos naturales son aproximadamente las mismas.

Pero la actividad humana, básicamente la deforestación y la combustión de carburantes fósiles, hace que las cantidades de CO<sub>2</sub> que se emiten a la atmósfera sean más grandes que las que se eliminan. De estas aportaciones antropogénicas, la atmósfera sólo retiene aproximadamente la mitad ya que la superficie del océano absorbe la otra mitad. Se estima que estas aportaciones antropogénicas que no se eliminan representan para la atmósfera un aumento de unos 3000 millones de toneladas al año.

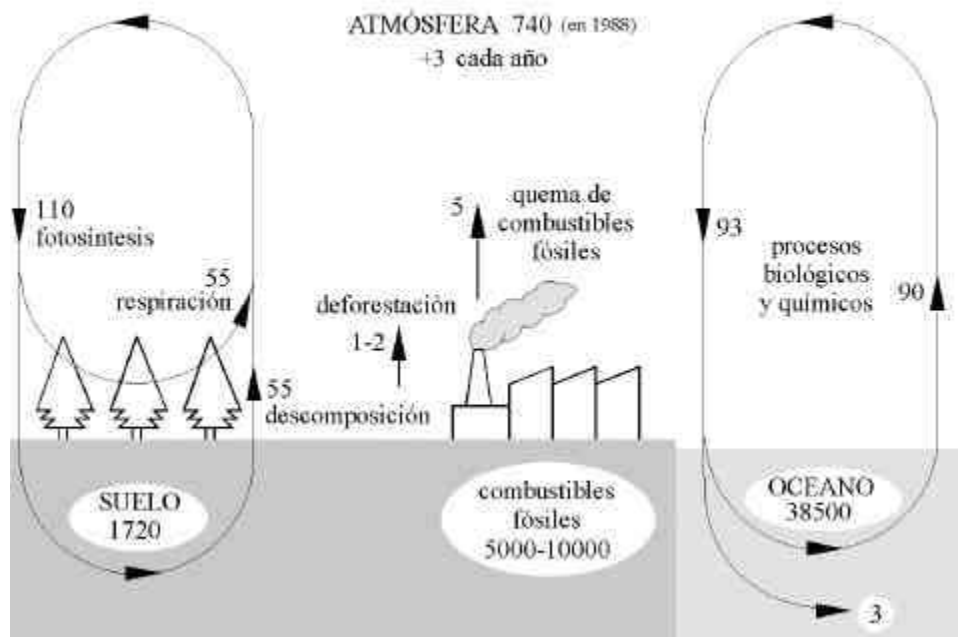


Fig. 5.11 Ciclo del carbono. Se muestran los flujos anuales de CO<sub>2</sub>, y las cantidades contenidas en los grandes depósitos. Las unidades son miles de millones de toneladas (adaptado de Schneider, 1991)

El análisis de los registros muestra una correlación entre el contenido de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y la temperatura global en la superficie. También se ha confirmado un calentamiento medio del planeta de 0.5 grados en el último siglo. Además, las predicciones apuntan hacia una aceleración de este proceso, aunque estas previsiones no han podido ser plenamente confirmadas. No se sabe si en un futuro próximo se utilizarán otras fuentes de energía en sustitución de las actuales. Pero si el consumo de combustibles fósiles continúa aumentando al ritmo actual del 2.5% anual, debido al crecimiento económico de los países en vías de desarrollo, entonces la concentración de CO<sub>2</sub> se duplicará, respecto de la que había antes de la era industrial, hacia mediados del siglo XXI. Esto puede comportar un calentamiento medio de la superficie del planeta de  $3 \pm 1.5$  °C.

Se ha de tener en cuenta también que el CO<sub>2</sub> no es el único gas de efecto invernadero que se emite actualmente a la atmósfera. A la intensificación del efecto producida por las emisiones de CO<sub>2</sub> se ha de sumar la de otros gases que se emiten como consecuencia de la actividad humana, como son el

metano, el ozono, el óxido nitroso y los halocarburos. Además, un aumento de las temperaturas tiene como consecuencia más evaporación, y el vapor de agua es el responsable principal del efecto invernadero, ya que es el absorbente más eficaz de la radiación infrarroja. Esto puede dar lugar a una realimentación positiva que amplifique el calentamiento.

### 5.3.7 Disminución del ozono estratosférico

En el capítulo 1 comentábamos que la mayor parte del ozono atmosférico se encuentra en la estratosfera (90%), en la denominada *capa de ozono* y resaltábamos su importancia para la biosfera como absorbedor de la radiación solar ultravioleta, que es perjudicial para los seres vivos. Se distinguen tres bandas de radiación ultravioleta: UVA, UVB y UVC. La región UVA es la más próxima a la franja visible y no es absorbida por el ozono. La región UVB, que corresponde al intervalo de longitudes de onda entre 280 nm y 320 nm, es perjudicial para el ADN y es absorbida por el ozono, aunque una pequeña parte llega a la superficie terrestre. La radiación UVC es la de longitud de onda más corta, extremadamente peligrosa, y es absorbida completamente por el ozono y el oxígeno. Reducir la protección de la capa de ozono hacia la radiación UVB podría resultar en un aumento de la incidencia del cáncer de piel o la enfermedad que afecta a los ojos produciendo opacidad en el cristalino (cataratas), como también ocasionar daños en los cultivos, en materiales, etc.

La molécula de ozono ( $O_3$ ) está formada por 3 átomos de oxígeno. A diferencia del oxígeno molecular ( $O_2$ ), que es muy abundante en la atmósfera (recordemos que es uno de los constituyentes principales), el ozono es muy escaso. Por cada 10 millones de moléculas de aire, aproximadamente 2 millones son de oxígeno molecular y solamente 3 moléculas son de ozono. La concentración de ozono en la estratosfera varía de manera natural con las estaciones y la latitud. Pero en los últimos años se está constatando que existe, en la atmósfera antártica, una reducción que va más allá de estas fluctuaciones naturales. Aunque solamente existen datos desde 1957, durante los 22 primeros años del registro las concentraciones se mantuvieron constantes. Es a partir de 1979 que se empezó a apreciar una disminución progresiva, que se acentúa más cada año y que se produce entre los meses de septiembre y noviembre, durante la primavera austral. Esta disminución es muy importante; puede llegar a ser del 60% sobre una región grande de la península antártica y se denomina *agujero de ozono*.

Desde principio de los años setenta se está investigando el efecto de determinados compuestos químicos sobre la capa de ozono, en particular los compuestos llamados clorofluorocarbonos (CFC), que contienen cloro. Estos compuestos se utilizan para la refrigeración y en muchas otras aplicaciones, y se emiten a la atmósfera en cantidades nada despreciables. Las emisiones directas de cloro a la atmósfera (piscinas, plantas industriales, agua de mar, volcanes) no son nocivas porque éste se combina con el agua y se elimina rápidamente con la lluvia. En cambio, los CFC son muy estables y no se disuelven en agua, de manera que no son eliminados de manera natural, y como tienen un tiempo de permanencia alto pueden ser inyectados a la estratosfera debido al movimiento de las masas de aire. También los incendios de grandes dimensiones o ciertas formas de vida marina pueden emitir compuestos estables del cloro que pueden acabar en la estratosfera. Pero se estima que

estas fuentes naturales contribuyen solo en un 15%, mientras que las antropogénicas lo hacen en un 85%. El tiempo de vida de los CFC en la atmósfera es de unos 100 años; es decir, aunque las emisiones se paren, como está establecido en el Protocolo de Montreal, sus efectos continuarán durante décadas.

Cuando estos compuestos llegan a la estratosfera, la acción de la radiación UV rompe la molécula y libera el cloro. Los átomos de cloro reaccionan entonces con el ozono y lo destruyen. Un átomo de cloro puede destruir 100.000 moléculas de ozono y provocar que éste no se renueve de manera natural con tanta velocidad como se elimina.

La formación del agujero de ozono antártico durante la primavera austral está relacionada con las condiciones atmosféricas peculiares que se producen durante esta estación en la región antártica, con temperaturas muy bajas y una circulación zonal muy cerrada que hace que no haya renovación del aire. El hecho de que se den temperaturas tan bajas favorece la formación de nubes estratosféricas que contienen cristales de hielo. Estos cristales absorben el ácido nítrico, que como vimos en el apartado 2.2.1 destruye el ozono, y también favorecen las reacciones químicas que liberan los átomos de cloro. En estas condiciones de aislamiento tan favorables, las reacciones químicas con el cloro se producen libremente e intensifican la destrucción de ozono.

En la figura 5.12 se puede apreciar la formación del agujero en 1995. Empieza a principios de septiembre y se mantiene hasta principios de diciembre. Las etapas de formación y de desaparición son cortas, apenas de dos semanas, y el período en que se mantiene estable dura más de dos meses. Las unidades son dobson (DU). El significado de estas unidades es el siguiente: 100 DU corresponden a una cantidad de ozono en la columna de aire tal que si fuera llevado a la superficie terrestre tendría un grosor de 1 mm. En los trópicos, los niveles normales son de 250-300 DU. En las regiones templadas varían entre 300 y 475 DU.

En los últimos años se ha empezado a analizar la posibilidad de que esta reducción en los niveles de ozono no afecte solamente a la Antártida, sino que sea un problema global del planeta. Efectivamente, programas internacionales de seguimiento de las variaciones de ozono en la estratosfera, haciendo medidas desde la superficie terrestre y también desde satélite, han constatado una reducción de los niveles en la columna de aire durante el invierno respecto a los valores en los mismos meses de 1979 y principio de los años ochenta. Sobre la región del Polo Norte en marzo de 1997 la reducción fue del 40%. En latitudes medias del hemisferio norte el ritmo de reducción se valora en un 4% cada década. Para la región ecuatorial, en cambio, no se ha observado reducción de los niveles.

En la figura 5.13 se muestra, para el hemisferio norte, la diferencia en tanto por ciento entre el contenido de ozono en marzo de 1997 y la media para el mismo mes durante el período 1979-1986. Las regiones con concentraciones próximas a los valores de este período se muestran en tonos azules; en cambio, las que tienen valores inferiores en un 20% o más aparecen en tonos rojizos. La región en blanco corresponde a un área sin datos del satélite.

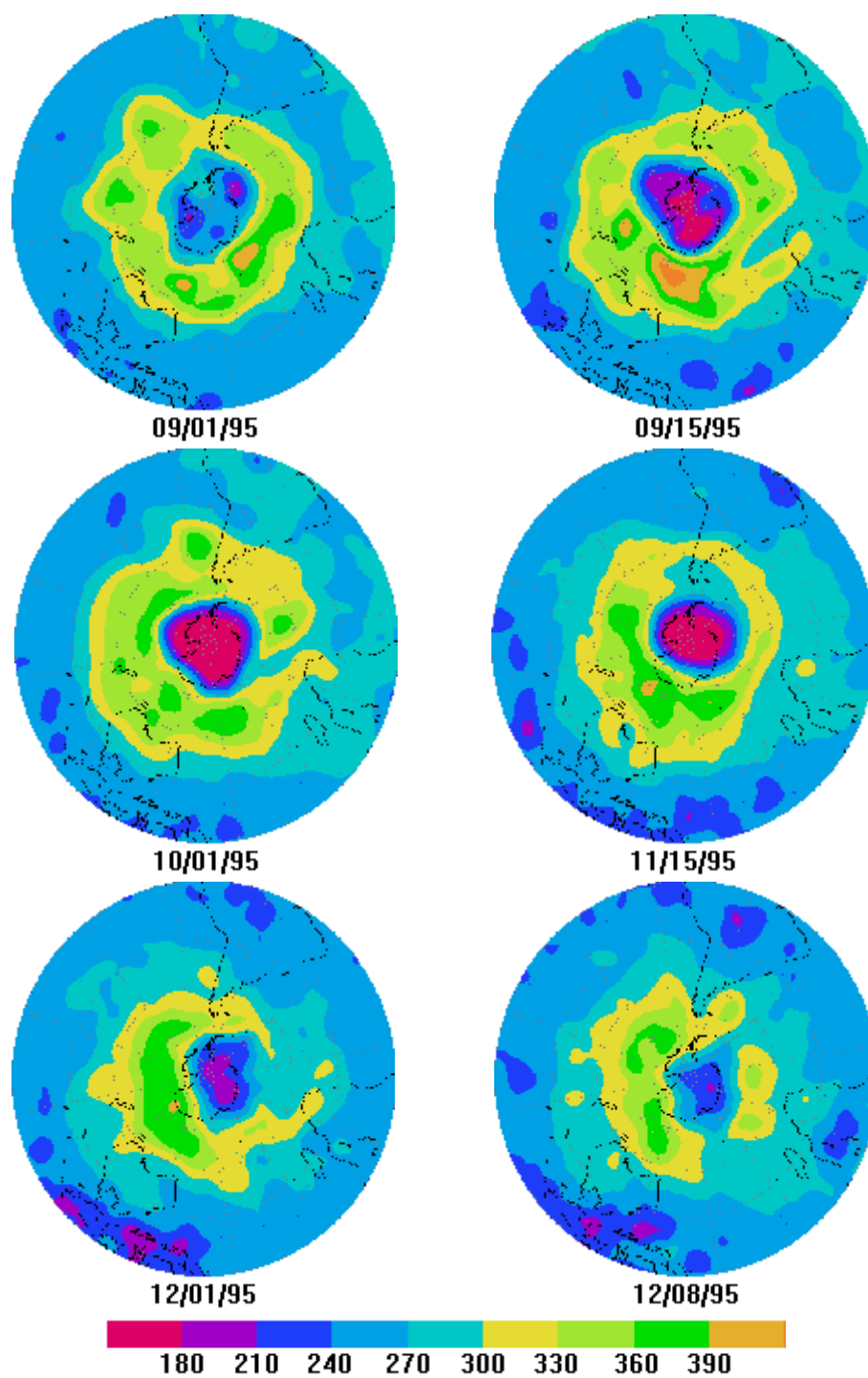


Fig. 5.12 Formación del agujero de ozono en la Antártida en 1995. Las unidades están expresadas en DU



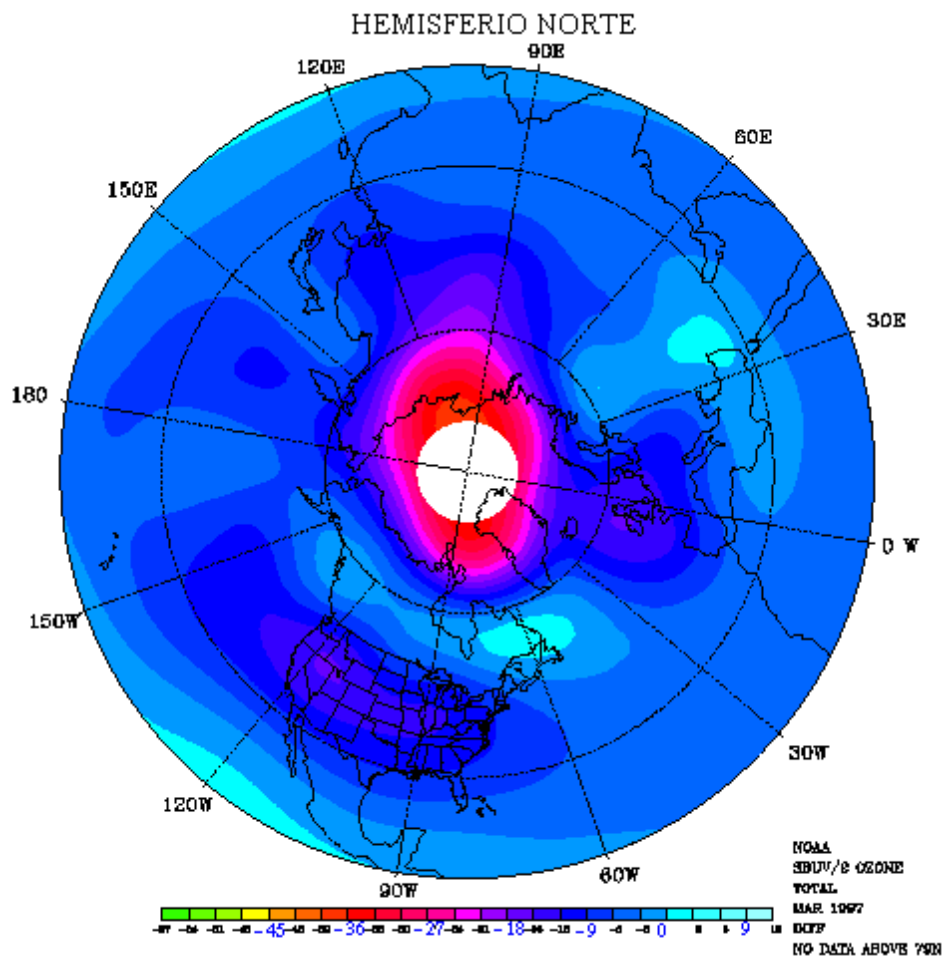


Fig. 5.13 Diferencias en tanto por ciento entre la concentración de ozono en marzo de 1997 y la media del mes de marzo durante el período 1979-1986. La región ártica se muestra en blanco porque no hay datos (figura cedida por la NOAA)

Para observar mejor cómo afecta el problema a las latitudes medias del hemisferio norte, que corresponde a nuestra situación, se han representado en la figura 5.14 los datos correspondientes a cuatro estaciones de seguimiento de la NOAA en Estados Unidos. Se muestra la media para las cuatro estaciones de las desviaciones de la media mensual correspondiente al período 1978-1998, respecto de las medias del año 1979. En esta figura se aprecia cómo la tendencia es a disminuir las concentraciones en un 3.9% cada década. Las variaciones anuales son debidas a la redistribución que se produce a consecuencia del transporte de las latitudes bajas a las altas que tiene como resultado un ciclo anual con valores de concentración máximos en invierno-primavera y mínimos en verano-otoño en latitudes medias del hemisferio norte.

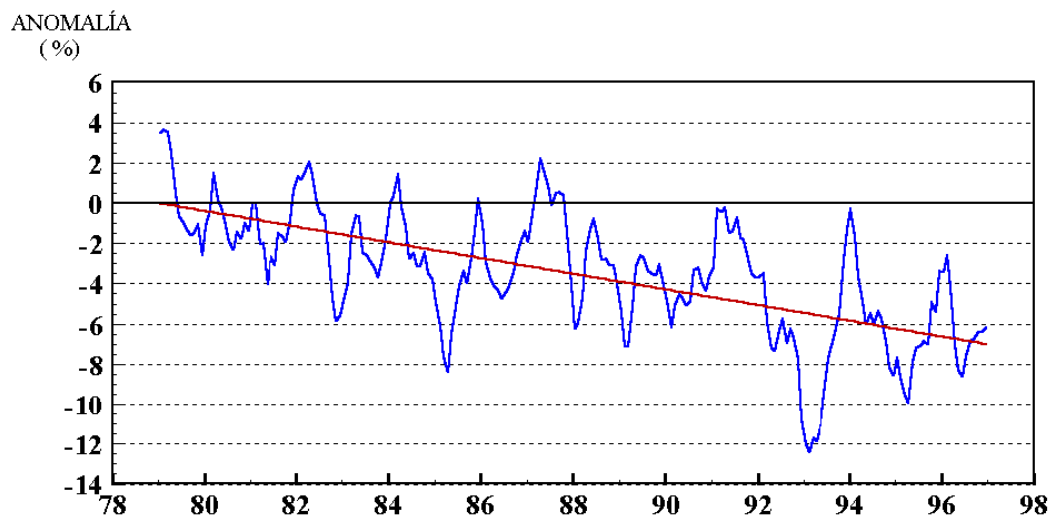


Fig. 5.14 Diferencia en tanto por ciento de la media mensual de concentración de ozono respecto a la media del año 1979. Estas diferencias son valores medios a partir de los datos obtenidos en 4 estaciones norteamericanas, situadas en latitudes medias. Se puede apreciar que estas diferencias aumentan en  $-3.9\%$  cada década (figura cedida por NOAA)

Vemos, por tanto, que el problema del ozono no se limita al denominado *agujero antártico*, sino que afecta globalmente todo el planeta. En la actualidad se está empezando a investigar la relación entre cambio climático y concentración de ozono en la estratosfera.

## 6 Modelización del clima

### 6.1 Introducción

El clima en la Tierra cambia y lo ha hecho siempre. Diferentes técnicas, como son el análisis de fósiles, la cuantificación de la densidad de polen en núcleos de hielo, el estudio de las alteraciones del suelo y de los casquetes polares, confirman que ha habido una alternancia entre épocas más cálidas y más frías, con períodos de centenares de miles de años; son los períodos glaciales. En una escala temporal más pequeña, el estudio de la velocidad de crecimiento de los anillos de los árboles, como también el análisis de medidas con carbono 14 y otros métodos, han puesto de manifiesto que el clima en la Tierra se ha mantenido estable en los últimos dos mil años, pero con fluctuaciones grandes, de un centenar de años de duración. Ejemplos de estas fluctuaciones son el enfriamiento en Europa occidental durante la *pequeña edad de hielo*, durante los siglos XVII y XVIII; posteriormente hubo un calentamiento en el siglo XIX que se ha ido acentuando a partir del comienzo de la industrialización; en el continente americano, en la región sudoccidental, el siglo XIII fue muy seco, a diferencia del XIV, que fue húmedo.

Para entender las alteraciones del clima en el pasado o prever los cambios futuros, como también las consecuencias que puedan derivarse de la actividad humana, se han desarrollado modelos de simulación del clima. Un modelo climático intenta reproducir la evolución de las variables climáticas de acuerdo con las leyes físicas, durante un intervalo de tiempo, mediante técnicas computacionales. Estos modelos, no obstante, no pueden simular toda la complejidad del mundo real. Han de introducir hipótesis simplificadoras adaptadas a las necesidades del proceso que se quiere representar.

Tal como hemos visto, el sistema climático consiste en un conjunto de subsistemas que intercambian energía con el exterior y que interaccionan entre ellos con un abanico muy amplio de escalas espaciales y temporales. En este sentido, los modelos climáticos varían en su resolución espacial, es decir, en el número de dimensiones y la cantidad de detalles que se incluyen, y también en su resolución temporal, según la duración del período, pasado o futuro, que se pretende simular. En realidad es imposible tener en cuenta a la vez el comportamiento de cada uno de los componentes del

sistema climático. Recordemos que el tiempo de respuesta para la atmósfera va de minutos a meses, para los océanos de semanas a miles de años, y para la corteza terrestre es del orden de decenas de millones de años. Se ha de tener en cuenta, en función del tipo de simulación que se haga, qué factores son importantes y cuáles no lo son, a fin de incluirlos o no en el modelo. Así, por ejemplo, para predecir el tiempo a 10 días vista no es necesario tener en cuenta las variaciones del suelo (retirada de los glaciares o aumento de la desertización), ni los movimientos de la corteza terrestre, ni el aumento en la concentración de dióxido de carbono. En cambio, un modelo que simule los períodos glaciares sí que ha de considerar estos procesos, y no otros, como el movimiento turbulento del aire debido al rozamiento con la superficie terrestre o las variaciones estacionales.

Los procesos fundamentales que se han de entender y considerar en un modelo climático son:

- *Radiación*. La fuente inicial de energía es la radiación solar. Se ha de determinar la manera cómo se tratará la entrada y la absorción de radiación solar en la superficie de la Tierra, y la emisión, por parte de ésta, de radiación infrarroja.

- *Dinámica*. Se han de incorporar los movimientos horizontales meridianos, que transportan energía de las latitudes bajas a las altas, y los movimientos verticales debidos al calentamiento de la superficie terrestre y del aire en contacto con ésta.

- *Interacciones atmósfera-superficie*. Se trata de incluir, mediante técnicas de parametrización, los procesos superficiales que tienen lugar entre la atmósfera y los diferentes tipos de suelo (tierra, océano y hielo) en lo referente al intercambio de materia, de energía y de cantidad de movimiento. Las interacciones aire-mar son especialmente importantes, ya que los océanos cubren las dos terceras partes de la superficie terrestre. Estas interacciones afectan directamente al clima a medio y corto plazo. A continuación las veremos con más detalle.

### 6.1.1 Interacciones aire-mar

El océano representa un 70.8 % de la superficie total de la Tierra. Los intercambios energéticos que se producen en la interfase aire-mar tienen mucha importancia tanto para la atmósfera como para el océano. La fuente inicial de energía es la radiación solar. Los intercambios que se producen, termodinámicos y mecánicos, tienen lugar en una gama de escalas muy amplia, que va desde la circulación general hasta la microescala. Influyen sobretodo en la capa baja de la atmósfera y la capa del océano más próxima a la superficie. Estas interacciones controlan las variaciones de la presión atmosférica, el régimen de vientos en la capa fronteriza, las corrientes marinas y las distribuciones de humedad y salinidad. Resultan de cuatro mecanismos fundamentales que se esquematizan en la figura 6.1: radiación, transferencia de vapor de agua, transferencia de calor sensible y transferencia de energía mecánica.

#### a) Radiación

Incluye la radiación de onda corta proveniente del Sol y la de onda larga proveniente de la atmósfera y de la superficie del mar. La primera es absorbida, en parte, por la superficie del océano, que así aumenta su temperatura y acumula energía. Para la radiación de onda larga los mecanismos son diferentes, debido a la presencia en la atmósfera del dióxido de carbono y del vapor de agua. El resultado del balance es un flujo neto ascendente del mar a la atmósfera que supone una pérdida energética por parte de éste de unos  $70 \text{ W/m}^2$ .

*b) Transferencia de vapor de agua*

La evaporación de una cierta masa de agua necesita una cantidad de calor igual al producto de la masa de agua por el calor latente de vaporización a la temperatura de la interfase. Esta aportación calorífica se realiza a costa de la capa baja de la atmósfera y de la capa de agua próxima a la superficie, donde la temperatura disminuye. Para el océano representa una pérdida, en valor medio, de  $75 \text{ W/m}^2$ .

*c) Transferencia de calor sensible*

Transferencia de calor por convección, por difusión molecular y por difusión turbulenta, debido a la diferencia de temperatura entre el aire y el mar. Normalmente el mar está más caliente, de media. La transferencia es aproximadamente de  $5 \text{ W/m}^2$  del océano hacia la atmósfera.

*d) Transferencia de energía mecánica*

La distribución desigual de energía y de masa, espacialmente y temporalmente, produce movimientos que son comparativamente rápidos en la atmósfera y lentos en el océano. La energía es transferida generalmente de la atmósfera al océano mediante dos mecanismos básicos: la generación de corrientes y la generación de olas. Generalmente los dos mecanismos van acoplados, lo que representa una de las mayores dificultades en la estudio de las interacciones aire-mar.

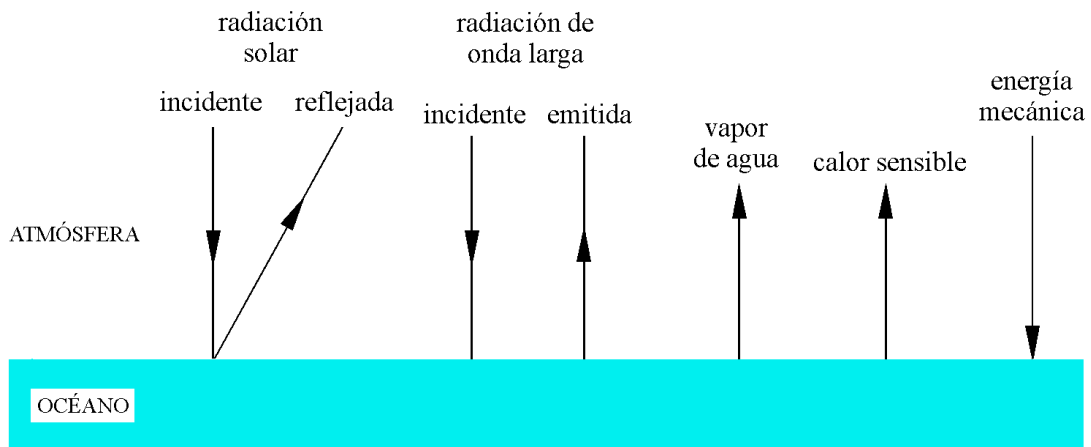


Fig. 6.1 Esquema de los mecanismos de transferencia de energía en la interfase atmósfera-océano

## 6.2 Clasificación de los modelos

Existe una gran variedad de modelos de simulación del clima y también diferentes criterios para clasificarlos. Nuestro objetivo no es profundizar en la descripción de los diferentes modelos, ya que escapa del alcance de este libro. No obstante, y con la finalidad de situarnos mínimamente, podemos agruparlos en dos grandes bloques:

- *Modelos explícitos*: son normalmente modelos tridimensionales, basados en las ecuaciones sinópticas, que dan la evolución día a día de las variables, de la misma manera como lo hacen los modelos de previsión del tiempo. El clima resultante se obtiene al final a partir del tratamiento estadístico del conjunto de valores obtenidos para las variables a partir de este procedimiento explícito.
- *Modelos estadísticos*: no resuelven las ecuaciones explícitamente, sino que trabajan con expresiones promediadas de las variables, en las que los fenómenos a gran escala se incluyen utilizando técnicas de parametrización. Estos modelos son mucho más económicos que los anteriores en tiempo de cálculo y, por tanto, más ágiles para aplicar en simulaciones a escalas temporales grandes.

El modelo más sencillo pertenece al segundo grupo y calcula la temperatura media global en la superficie del planeta en un instante determinado, a partir del balance energético entre la radiación solar que absorbe el sistema y la radiación terrestre que emite, teniendo en cuenta la reflectividad media de la Tierra y el efecto invernadero medio de la atmósfera. Se denomina *modelo de balance de energía* de dimensión cero, ya que no tiene coordenadas, sino que proporciona un valor único: la temperatura media.

En el otro extremo, los modelos más complejos son los *tridimensionales*, que pertenecen al primer grupo. Reproducen la temperatura en función de la latitud/longitud/altura. Entre éstos, los más completos son los *modelos de circulación general* de la atmósfera y el océano, que predicen la evolución temporal de diferentes variables climáticas (temperatura, humedad, viento, etc.). Tienen en cuenta también el acoplamiento entre los dos subsistemas, aunque éste no está aún bien resuelto, ya que existen problemas en la modelización de los flujos. Los modelos tridimensionales resuelven las ecuaciones físicas de conservación en la atmósfera:

- conservación de la energía (primera ley de la termodinámica);
- conservación del momento (segunda ley de Newton);
- conservación de la masa (ecuación de continuidad);
- ecuación de estado (ley de los gases ideales).

Estas ecuaciones no se pueden resolver en todos los puntos del planeta y para todos los instantes de tiempo. Se han de discretizar, es decir, se ha de escoger una serie de puntos en el espacio y un conjunto de instantes de tiempo para los cuales obtener las soluciones. Para ello se divide la superficie terrestre en rectángulos, siguiendo los paralelos y los meridianos, formando una red. Cada rectángulo o celda tiene una longitud y una anchura determinadas, según la resolución del modelo (por ejemplo, es bastante usual tomar 5 grados de latitud y 7 grados de longitud). La atmósfera también se divide en cajas, de manera que sobre cada rectángulo de latitud-longitud se coge una columna de atmósfera que consta de unos cuantos niveles verticales (por ejemplo, nueve). La resolución vertical acostumbra a ser más fina cerca de la superficie, para poder tener en cuenta los procesos que tienen lugar en la capa fronteriza, y los intercambios entre la atmósfera y la superficie. Entonces, el modelo calcula el valor de las diferentes variables en todos los puntos de esta red tridimensional y su evolución en el tiempo, para el conjunto de instantes escogido (por ejemplo, cada hora).

Hay fenómenos que tienen una escala más pequeña que las dimensiones de las celdas de la red, por ejemplo, la turbulencia en la capa límite o la formación de nubes. Éstos no pueden obtenerse explícitamente a partir de las ecuaciones, pero sí que se han de tener en cuenta porque tienen una influencia muy importante. Entonces, estos procesos son tratados estadísticamente y se obtienen relaciones, con una base física y experimental y no exclusivamente matemática, entre éstos y las variables que sí se obtienen directamente de las ecuaciones. Posteriormente sus efectos se introducen en el modelo, incluidos en estas variables de escala mayor. Este tratamiento de los fenómenos de escala más pequeña que la malla se denomina *parametrización*.

Los modelos de simulación también incorporan otros procesos, como el transporte de sustancias, la humedad y el calor. Una de las complicaciones adicionales es la incorporación de los mecanismos de realimentación, alguno de los cuales resulta muy difícil. Por ejemplo, la realimentación hielo-albedo parece que está actualmente bien resuelta: un aumento en la cantidad de nieve o hielo aumentaría la reflexión de radiación solar incidente y daría lugar a un enfriamiento que favorecería la formación de más hielo y nieve. En cambio, no es así en el caso de las nubes, ya que es muy difícil establecer si la

realimentación será positiva o negativa: parece que en nubes bajas o medias el efecto albedo predomina sobre el efecto invernadero y da lugar a enfriamiento y, al contrario en nubes altas, que potencian el calentamiento. La dificultad es predecir qué tipo de nubes se formarán. Además, el efecto depende también de la cantidad de agua, del tamaño de las gotas, del desarrollo vertical, de la extensión horizontal, etc.

A la complejidad que comporta la modelización del clima se ha de añadir la dificultad de tener que prever las emisiones futuras, que son un dato indispensable de entrada en los modelos climáticos. Estas previsiones son inherentemente controvertidas, ya que reflejan puntos de vista del futuro que pueden ser diferentes, en lo que hace referencia a la evolución de los diferentes tipos de actividades humanas, de innovaciones tecnológicas, así como de respuesta del hombre a imperativos medioambientales y económicos. En cuanto a las predicciones que se pueden hacer en base a los resultados de la aplicación de estos modelos, se puede extraer mucha información de los informes del IPCC, Second Scientific Assessment. Parece que el ritmo de incremento de la temperatura media global debido a la emisión de gases de efecto invernadero, durante el próximo siglo, será aproximadamente 0.3°C por década (con una incertidumbre de 0.2°C-0.5°C por década). Este incremento es el mayor de los últimos 10000 años. De esta manera el aumento de la temperatura media global será aproximadamente 1°C por encima del valor actual hacia el 2025, y unos 3°C antes de finales del siglo XXI.

A continuación se describe el funcionamiento de un *modelo de balance de energía* de dimensión cero, que calcula la temperatura media global de la superficie. El principio fundamental que aplica es que los flujos de energía que entran y salen del planeta han de equilibrarse para que no se produzca calentamiento ni enfriamiento. Posteriormente añadiremos una dimensión, la latitud, y se tratará de calcular la temperatura media para cada zona latitudinal (Henderson-Sellers y McGuffie, 1990).

### 6.3 Modelos de balance de energía (MBE)

El MBE más simple, el modelo *cerodimensional*, considera la Tierra como un punto en el espacio y determina su temperatura global media efectiva. A continuación, el modelo *unidimensional*, es algo más elaborado, con una coordenada que es la latitud, y la variable dependiente que calcula es la temperatura en la superficie.

#### 6.3.1 El modelo cerodimensional

La potencia proveniente del Sol que el disco terrestre intercepta,  $P_s$ , es

$$P_s = \pi R_T^2 S$$



donde  $R_t$  es el radio de la Tierra y  $S$  es la constante solar. Una parte de esta potencia es reflejada al espacio por las nubes, la nieve y el hielo. Si el área total de la superficie de la Tierra es  $4\pi R_t^2$ , la potencia media absorbida por unidad de área será la que incide menos la que se refleja

$$\frac{\pi R_t^2 S}{4\pi R_t^2} (1 - \alpha)$$

donde  $\alpha$  es el albedo medio o fracción de la potencia incidente que es reflejada. Tomando el valor  $\alpha = 0.31$ , obtenemos

$$\frac{1}{4} S(1 - \alpha) = 240.8 \text{ W / m}^2$$

Esta potencia por unidad de área es la responsable de la temperatura media de la Tierra. En un modelo MBE simple, las energías de entrada y de salida para el globo se equilibran y la variable climática que se calcula es la temperatura en la superficie.

La potencia necesaria para aumentar la temperatura en  $\Delta T$  en un cuerpo de masa  $m$  y calor específico  $c$  es

$$\frac{mc\Delta T}{\Delta t}$$

En la Tierra, una posible variación de la temperatura  $\Delta T$  en el tiempo sería debida a la diferencia entre los flujos por unidad de área de radiación neta de entrada  $R \downarrow$  y de salida  $R \uparrow$ . La ecuación del balance energético es, entonces,

$$\frac{mc\Delta T}{\Delta t} = (R \downarrow - R \uparrow) A_t \quad (1)$$

donde  $A_t$  es el área de la superficie terrestre.

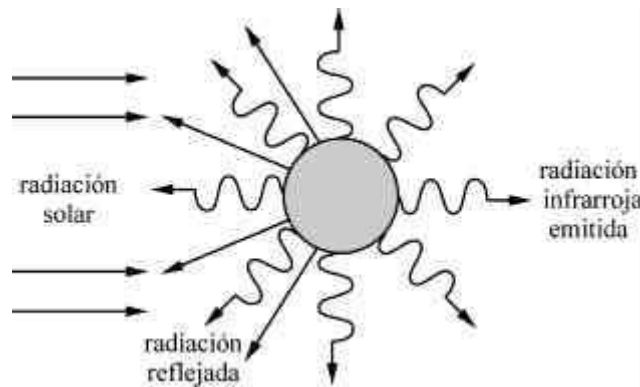


Fig. 6.2 En el modelo cero-dimensional se considera la Tierra como un punto en el espacio, y se determina una temperatura única, considerando la energía absorbida (la que entra proveniente del Sol menos la que se refleja) igual a la emitida en forma de radiación infrarroja, teniendo en cuenta el efecto invernadero

A continuación veremos cómo se determinan los diferentes términos de esta ecuación:  $C=mc$  (capacidad calorífica) que es la energía necesaria para aumentar la temperatura del planeta en un grado,  $R \uparrow$  (energía emitida por unidad de tiempo) y  $R \downarrow$  (energía absorbida por unidad de tiempo).

#### - Determinación de la capacidad calorífica del planeta

Los océanos cubren 2/3 partes del globo. Además, el calor específico del agua es 4 veces mayor que el del aire y la masa del agua es mucho mayor que la del aire. Así, como primera aproximación, se puede considerar que la energía que llega es absorbida por el océano, en su capa de mezcla (primeros 70 m de profundidad). Como el océano cubre el 70% de la superficie de la Tierra, el valor de  $C$  lo obtendremos de

$$C = m_a c_a = \rho_a c_a d A_t 0.7 = 1.05 \times 10^{23} \text{ J / K}$$

$m_a \equiv$  masa de agua

$\rho_a \equiv$  densidad del agua

$c_a \equiv$  calor específico del agua

$d \equiv$  profundidad de la capa de mezcla

$A_t \equiv$  área de la superficie terrestre

Para hacernos una idea de lo que representa esta capacidad calorífica, vamos a suponer que la diferencia entre los flujos de energía absorbida y energía emitida por cada metro cuadrado en la superficie del planeta fuera, por término medio,  $R \downarrow - R \uparrow = 5 \text{ W}$ ; entonces, se necesitaría poco más de un año para aumentar en  $1^\circ\text{C}$  la temperatura media del planeta:

$$\Delta t = \frac{C\Delta T}{A_t(R \downarrow - R \uparrow)} = \frac{(1.05 \times 10^{23})1}{4\pi(6370 \times 10^3)^2 5} = 41184194s = 1.3 \text{ años}$$

- *Determinación de la potencia emitida*  $R \uparrow$

La obtenemos a partir de la ley de Stefan-Boltzmann, corregida con un factor de emisividad  $\varepsilon$ . Como se trata de la potencia emitida por el planeta, se utiliza también otro factor de corrección  $\tau_a$  que tenga en cuenta el efecto invernadero:

$$R \uparrow \approx \varepsilon \tau_a \sigma T^4$$

donde T es la temperatura en la superficie.

- *Determinación de la potencia absorbida*  $R \downarrow$

Como hemos visto antes, la podemos calcular a partir de la expresión

$$R \downarrow = \frac{S}{4}(1 - \alpha)$$

donde S es la constante solar y  $\alpha$  el albedo

Con estos valores podemos volver a la ecuación (1) del balance energético y sustituirlos. Queda

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{C} \left[ \frac{S}{4}(1 - \alpha) - \varepsilon \tau_a \sigma T^4 \right] A_t$$

Esta ecuación se puede utilizar para determinar la temperatura T en el estado de equilibrio climático, en el cual ésta no varía, a partir de hacer

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = 0$$

De esta manera, resulta

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha) = \varepsilon \tau_a \sigma T^4$$

Sustituyendo los valores  $S = 1370 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $\alpha = 0.31$ ,  $\varepsilon \tau_a = 0.62$ ,  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ , obtenemos una temperatura en la superficie  $T = 287 \text{ K}$ , que corresponde a la temperatura media global actual de la superficie.

### Ejercicio 6.1

Una piscina al aire libre tiene 30 m de longitud, por 10 m de anchura y 2 m de profundidad. Suponiendo que la diferencia entre la radiación que absorbe y la que emite en un día es  $20 \text{ W/m}^2$ , cuál es el enfriamiento mensual?

La diferencia entre el calor por unidad de tiempo (potencia) absorbido y el cedido es igual al enfriamiento por unidad de tiempo:

$$\frac{mc\Delta T}{\Delta t} = (R \downarrow - R \uparrow)A \quad (1)$$

$\Delta T$  es el enfriamiento que queremos calcular. Los otros términos son:

$$R \downarrow - R \uparrow = 20 \text{ W/m}^2$$

'A' es el área de la piscina:  $30 \times 10 = 300 \text{ m}^2$

'm' la masa de agua:  $m = \rho V = 1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \times 30 \times 10 \times 2 = 600000 \text{ kg}$

'c' el calor específico del agua:  $c = 4200 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$

De la ecuación (1) podemos despejar el ritmo de enfriamiento  $\frac{\Delta T}{\Delta t}$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{(R \downarrow - R \uparrow)A}{mc}$$

y sustituyendo el valor de los demás términos resulta:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = 2.4 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C/s} \cong 0.2 \text{ }^\circ\text{C/día}$$

que representa un enfriamiento de 6 grados en un mes.

### 6.3.2 El modelo unidimensional

Partimos de la misma ecuación del balance, pero ahora con una temperatura que puede variar con la latitud (Henderson-Sellers y McGuffie, 1990). Los diferentes términos de la ecuación también pueden tener valores diferentes según la latitud. Dividimos el planeta en zonas latitudinales de 10 grados, por ejemplo. Para cada zona (figura 6.3) la ecuación la podemos expresar así

$$\frac{1}{4} S(1 - \alpha(T_i)) = R \uparrow(T_i) + F(T_i) \quad (2)$$

donde se ha añadido un término  $F(T_i)$ , que representa el flujo de energía de una zona hacia las otras zonas próximas más frías.

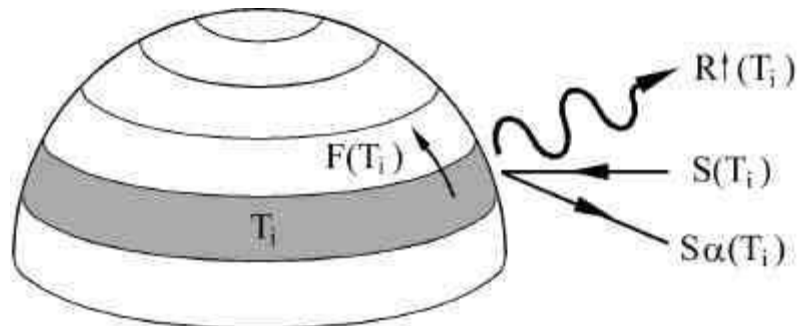


Fig. 6.3 En el modelo unidimensional se calcula la temperatura de equilibrio para cada zona latitudinal, teniendo en cuenta que la energía que absorbe cada zona ha de ser igual a la que emite al espacio exterior más la que intercambia con las otras zonas, debido a que están más calientes o más frías que ella

Cada término de la ecuación (2) es una función de la variable diagnosticada  $T_i$ . Veamos ahora cómo se incorporan en la ecuación.

#### • Parametrización del albedo

Para poder tener en cuenta el efecto de la nubosidad, el albedo para cada latitud 'i' se obtiene a partir de la suma de dos términos: uno correspondiente al área sin nubes y el otro al área con nubes

$$\text{albedo}_i = \alpha_i (1 - n_i) + \alpha_n n_i$$

donde  $\alpha_i$  es el albedo correspondiente a la latitud 'i' de la zona sin nubes,  $n_i$  es la nubosidad en tanto por ciento y  $\alpha_n$  es el albedo de las nubes, que por defecto se toma 0.5.

Para determinar el albedo  $\alpha_i$  se supone que es una función de la temperatura en el sentido que aumenta cuando ésta es suficientemente baja como para permitir la formación de hielo y nieve. Las observaciones indican que el suelo estará completamente cubierta de nieve cuando la temperatura media anual de la superficie sea de  $0^\circ\text{C}$ , y que los océanos estarán completamente cubiertos de hielo si la temperatura es de  $-13^\circ\text{C}$ , aproximadamente. Esta temperatura se denomina *temperatura crítica*. Una forma de parametrizar el albedo es mediante una función escalonada basada en un umbral de temperatura o, afinando un poco más, suponiendo que aumenta linealmente con la temperatura:

a) Mediante una función escalonada:

$$\alpha_i = \alpha(T_i) = \begin{cases} 0.6 & T_i \leq T_c \\ 0.3 & T_i > T_c \end{cases}$$

$T_c$  es la temperatura crítica, que puede variar entre -15 y 0°C.

b) Cuanto más baja sea la temperatura, mayor será el albedo ya que la superficie cubierta será más grande. Suponiendo una variación lineal con la temperatura a partir de que el valor de ésta es suficientemente pequeño para permitir la formación de hielo y nieve, tenemos

$$\alpha_i = \alpha(T_i) = b(\varphi) - 0.009T_i \quad T_i < 283K$$

$$\alpha_i = \alpha(T_i) = b(\varphi) - 0.009 \times 283 \quad T_i \geq 283K$$

donde  $\varphi$  es la latitud y  $b(\varphi)$  es una constante empírica.

#### • Radiación infrarroja de salida

Existen dos aproximaciones sencillas:

a) Aunque la radiación emitida por el planeta al exterior es una función de  $T^4$  (ley de Stefan-Boltzmann), se puede aproximar, dentro del rango de temperaturas de emisión de la Tierra (250-300 K), mediante una función lineal. Esta función se puede obtener comparando medidas efectuadas desde satélite de la radiación infrarroja en la cima de la atmósfera  $R_i$ , con las temperaturas cerca de la superficie terrestre. La ecuación de regresión que corresponde es

$$R_i = R \uparrow (T_i) = A + BT_i$$

donde A y B son constantes que se determinan empíricamente y que tienen en cuenta el efecto invernadero de las nubes, del vapor de agua y del  $CO_2$ .

b) Otra manera de determinarla es directamente a partir de la ecuación de Stefan-Boltzmann, teniendo en cuenta el efecto invernadero mediante un factor multiplicativo

$$R_i = \sigma T_i^4 \left[ 1 - m_i \operatorname{tgh}(19T_i^6 \times 10^{-16}) \right]$$

donde  $m_i$  es la *opacitat atmosférica*, que se obtiene también empíricamente.

#### • Transporte de calor

a) La forma más simple de representarlo es mediante una función que es proporcional a la diferencia entre la temperatura en la zona latitudinal y la temperatura media global

$$F_i = F(T_i) = C(T_i - \bar{T})$$

siendo C una constante empírica.

b) Se utilizan también métodos más complejos que consideran por separado cada uno de los mecanismos de transporte (océano, atmósfera y calor latente), pero aquí no los especificaremos. Cuanto más complicada sea la parametrización, tanto más realista será el modelo, pero mayor será también el tiempo de cálculo.

### • Efecto del CO<sub>2</sub>

El modelo permite calcular el incremento de la temperatura media en la superficie, debido al efecto de un aumento en la concentración media del CO<sub>2</sub> atmosférico, en un intervalo de tiempo dado. Para ello utiliza la ecuación de Hansen et al. (1985):

$$\Delta \bar{T}_0 = \ln(1.4 \times 10^{-6} X^3 + 0.005 X^2 + 1.2 X + 1) - \ln(1.4 \times 10^{-6} X_0^3 + 0.005 X_0^2 + 1.2 X_0 + 1)$$

donde X<sub>0</sub> y X son las concentraciones iniciales y finales de CO<sub>2</sub> en el intervalo de tiempo.

Además, el modelo contempla la opción de tener en cuenta las posibles realimentaciones mediante el producto de esta temperatura media final por un factor f, comprendido entre 1.2 y 3.6. De esta forma el incremento en la temperatura media final queda:

$$\Delta \bar{T} = f \Delta \bar{T}_0$$

Para obtener una expresión final de la temperatura en cada latitud, sustituimos en la ecuación (2) los valores correspondientes a cada término. Aquí tomaremos las expresiones más simples, obteniendo

$$T_i = \frac{(S/4)(1 - \text{albedo}_i) - A + C\bar{T}}{B + C}$$

que proporciona la temperatura media para cada zonda latitudinal.

A partir de unos valores iniciales de los diferentes parámetros, el modelo calcula las temperaturas correspondientes a cada zonda latitudinal. En función de estas temperaturas, recalcula los parámetros (que a su vez dependen de ellas), y entra en un proceso iterativo que finaliza cuando la diferencia entre los valores de temperatura en la última iteración y en la anterior son menores que un valor

determinado previamente y que se considere oportuno. Normalmente el modelo converge tras unas cuantas iteraciones.

#### 6.4 Práctica de simulación del clima con el programa MBE

A continuación se propone la realización de una práctica de simulación con un modelo de balance de energía, MBE (diseñado por Henderson-Sellers y McGuffie, 1990), con el objetivo de apreciar la sensibilidad del clima de equilibrio diagnosticado al variar ciertos parámetros, como son la constante solar, el albedo, las constantes A, B y C, o la temperatura crítica. Utilizando los valores que da el modelo por defecto, se obtiene un clima de equilibrio muy parecido a la situación actual del planeta. Cada hemisferio se divide en nueve zonas latitudinales de 10 grados, la temperatura media de las cuales puede diagnosticar el modelo.

El disquet que se adjunta contiene una versión de MBE en *Visual Basic*. La pantalla de presentación (figura 6.4) permite acceder a una *introducción* que proporciona información acerca del funcionamiento del modelo. Un *menú principal* permite acceder a la modificación de las tres parametrizaciones básicas: el albedo, el transporte latitudinal y la radiación de onda larga emitida al espacio (figura 6.5). La pantalla de presentación también permite cargar los valores de las diferentes constantes desde un fichero externo, si así se prefiere, mediante la opción *importación de datos*.

A continuación se proponen una serie de ejercicios que ayudarán a entender mejor el funcionamiento del modelo y su sensibilidad a la variación de los diferentes parámetros.

##### *Ejercicio 1*

Obtener la solución de equilibrio para los valores de las constantes que el modelo asume por defecto, introduciendo como fracción de la constante solar el valor 1, es decir, el valor que tiene actualmente. Observar las temperaturas obtenidas.

Probar ahora el efecto sobre las temperaturas y el albedo de las diferentes zonas latitudinales cuando se introducen variaciones en la constante solar, por ejemplo una disminución o un aumento de un 10%.



## MODELO CLIMÁTICO DE BALANCE DE ENERGÍA DE HENDERSON-SELLERS I McGUFFIE

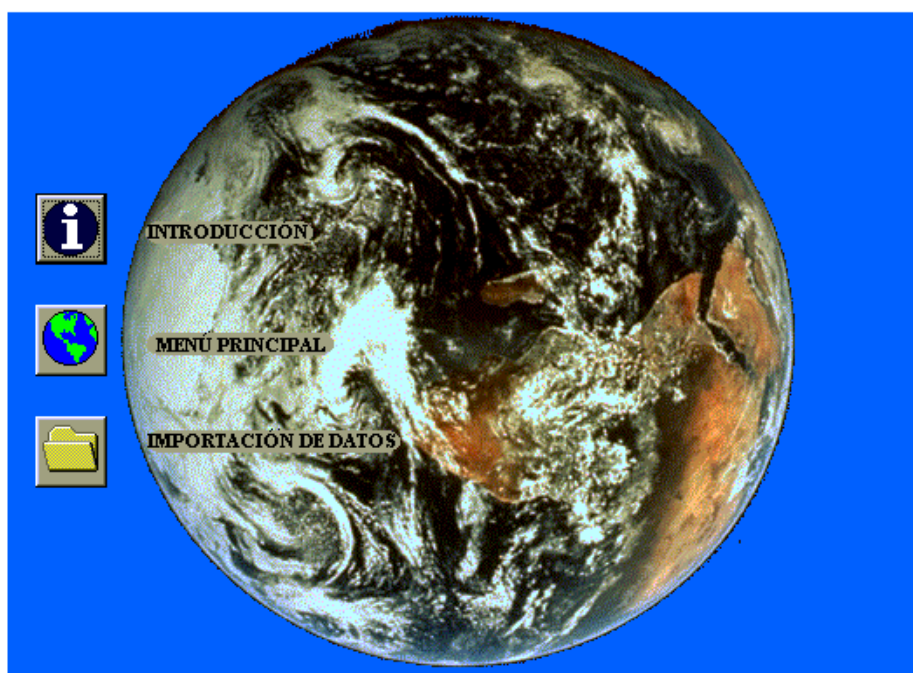


Fig. 6.4 Menú de presentación de MBE

### Ejercicio 2

La zona polar helada se extiende actualmente hasta la latitud  $72^\circ$ , en el hemisferio norte. ¿En qué tanto por ciento debería disminuir la constante solar para hacer avanzar los hielos hasta el paralelo  $50^\circ$ ?

Determinar qué fracción de la constante solar se requiere, dejando inalterados los demás valores de las constantes, para que la Tierra quede completamente helada ( $0^\circ\text{C}$  en la latitud  $0^\circ\text{N}$ ).

Si la insolación fuese superior a la actual, ¿en qué fracción debería aumentar para hacer desaparecer los hielos de las latitudes altas?

### Ejercicio 3

Investigar el clima que se obtiene cuando se utilizan valores menores o mayores en el coeficiente de transporte latitudinal de energía. ¿Cuál sería el valor mínimo necesario para deshacer el hielo de los polos?

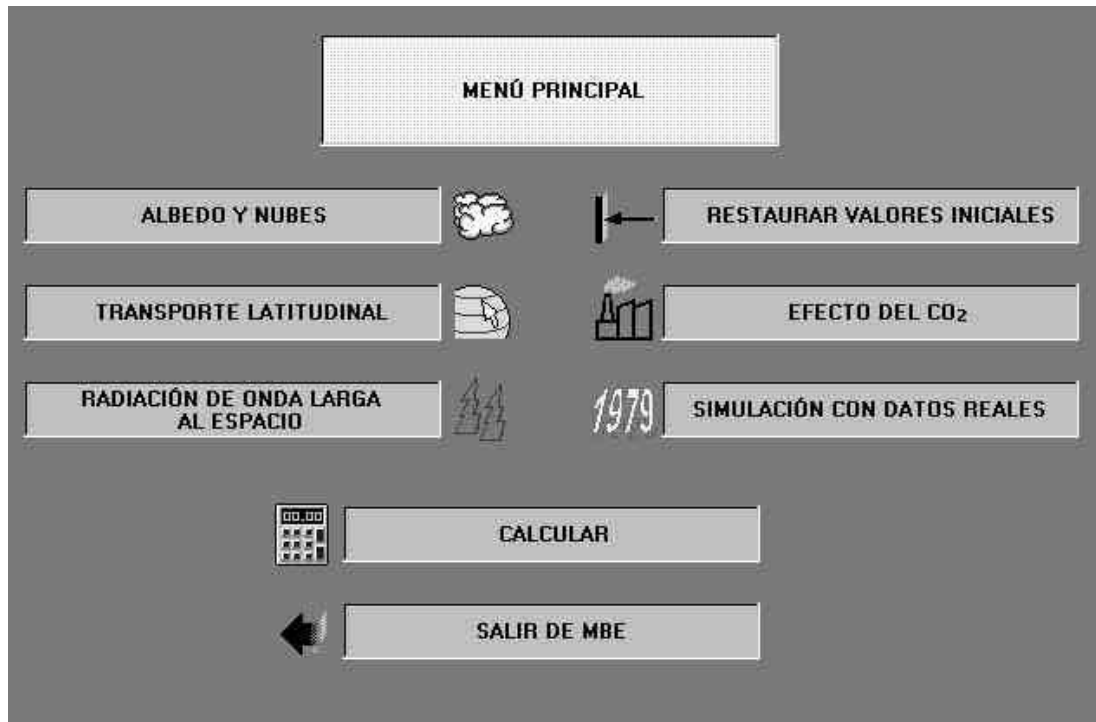


Fig. 6.5 Menú principal de MBE

#### Ejercicio 4

Modificar la temperatura crítica, es decir, la temperatura por debajo de la cual los océanos se cubren de hielo, y observar el cambio de clima y la sensibilidad climática.

#### Ejercicio 5

En cuanto a los valores de las constantes que determinan la emisión en onda larga del planeta, dejando A inalterado, aumentar el flujo hacia el espacio exterior modificando B y encontrar el valor de éste para que la temperatura a nuestra latitud (40-50 grados) descienda unos 5°C respecto de la actual.

Una manera de simular una intensificación del efecto invernadero sería disminuir la cantidad de energía que se emite al espacio exterior. Tomando el valor por defecto de B, modificar el valor de A hasta conseguir que las temperaturas aumenten entre 1 y 2 grados en cada latitud. El climatólogo M.I.Budyko predijo que si el hielo de los polos se llegara a fundir completamente, sería imposible

que se volviese a formar con el valor actual de insolación. ¿A partir de qué valor de B se funde el hielo ártico?

### **Ejercicio 6**

El albedo de la nieve y el hielo puede variar entre 0.5 y 0.8. Para suavizar las temperaturas de las latitudes altas, modificar el albedo de las regiones heladas de manera que la temperatura en los polos no baje de  $-12^{\circ}\text{C}$ . Para compensar el calentamiento que se produce entonces en la región ecuatorial, modificar también su albedo de manera que las temperaturas de esta región no superen los  $24^{\circ}\text{C}$ .

En verano, los océanos polares absorben aproximadamente un 90% de la radiación solar, mientras que en invierno, cuando están cubiertos de hielo, sólo absorben un 30 o un 40%. Reducir el albedo de la superficie cubierta de hielo a 0.5 y aumentar la radiación solar absorbida en las zonas polares, al 90% (albedo 0.1) y observar el efecto sobre las temperaturas.

El cambio en los usos del suelo está provocando un cambio en la superficie de la Tierra y en su albedo. Modificar el albedo de las regiones ecuatoriales y tropicales, suponiendo que la selva cambia a prados y campos, y el bosque de la zona tropical a sabana, tomando los albedos de la tabla 2.1.

### **Ejercicio 7**

Introducir diferentes distribuciones de las nubes y diferentes valores de su albedo, para ver qué efecto producen sobre las temperaturas zonales y sobre los flujos de energía de salida.

### **Ejercicio 8**

Para tener en cuenta el efecto de un incremento en la concentración de  $\text{CO}_2$ , introducir el valor de la concentración  $X_0$  (inicial) de este gas correspondiente a 1958 (figura 1.5) y el de la concentración  $X$  (final) correspondiente a 1988 y observar su efecto sobre la temperatura media del planeta.