ORGANIZACION METEOROLOGICA MUNDIAL

COMPENDIO DE APUNTES PARA LA FORMACION DEL PERSONAL METEOROLOGICO DE LA CLASE IV

10 MAY 2001

Ministerio de Medio Ambiente
Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología
Centro de Documentación - Biblioteca

preparado por
B. J. RETALLACK

VOLUMEN II - METEOROLOGIA

Partes I y II

SEGUNDA EDICION

OMM - N° 266

Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial

Ginebra, Suiza

1991

PUBLICACIONES TECNICAS DE LA OMM REFERENTES A ENSEÑANZA Y FORMACION

OMM N°

8 Guide to meteorological instruments and methods of observation, 5ª edición. (Inglés).

100 Guide to climatological practices, 2ª edición. (Inglés).

134 Guía de Prácticas Agrometeorológicas, 2ª edición. (Inglés, francés, español).

168 Guía de Prácticas Hidrológicas, 4ª edición. Volumen I—Adquisición y proceso de datos. (Inglés, francés, ruso, español). Volumen II—Análisis, predicción y otras aplicaciones. (Inglés, español).

197 Manual on meteorological observing in transport aircraft, 2ª edición. (Inglés).

223.TP.118 Problem workbook for the training of Class III meteorological personnel. (Inglés, francés, árabe). (Agotada).

240 Compendium of training facilities for meteorology and operational hydrology, 6ª edición. (Revisada). (Inglés). (Agotada).

258 Directivas de orientación para la enseñanza y formación profesional del personal de meteorología e hidrología operativas, 3ª edición. (Inglés, francés, español).

261 Problems in dynamic meteorology. (Inglés). (Agotada).

266 Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV. Volumen I—Ciencias de la tierra. (Inglés, francés, español, árabe). Volumen II—Meteorología. (Inglés, francés, español).

291 Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase III. (Inglés, francés, español).

300 Proceedings of Conference on Meteorological Education and Training in Developing Countries in Africa (Algiers, 1970). (Inglés, francés). (Agotada).

305 Guide on the Global Data-processing System, edición 1982. (Inglés, francés, ruso).

306 Manual de Claves. Volumen I—Claves internacionales, edición 1984. (Inglés, francés, ruso, español). Volumen II—Regional codes and national coding practices, edición 1982. (Inglés, francés).

364 Compendio de meteorología para uso del personal meteorológico de Clase I y de Clase II. Volumen I, Parte 1—Meteorología dinámica. (Inglés, francés, español). Parte 2—Meteorología física. (Inglés, francés, español). Parte 3—Meteorología sinóptica. (Inglés, francés, español). Volumen II, Parte 1—General hydrology. (Inglés). Parte 2—Meteorología aeronáutica. (Inglés, francés, español). Parte 3—Meteorología marina. (Inglés, francés, español). Parte 4—Tropical meteorology. (Inglés). Parte 5—Hydrometeorology. (Inglés). Parte 6—Química atmosférica y meteorología de la contaminación del aire. (Inglés, francés, español).

382 Compendio de apuntes para la formación profesional en el campo de las aplicaciones de la meteorología al desarrollo socioeconómico. (Inglés, francés, español).

407 International Cloud Atlas, edición abreviada. (Inglés, francés).

432 Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on Education and Training in Meteorology and Meteorological Aspects of Environmental Problems. (Caracas, February 1975). (Inglés)

434 Compendio de apuntes de meteorología marítima para la formación del personal meteorológico de la Clase III y de la Clase IV. (Inglés, francés, español).

446 Manual de análisis y pronóstico de olas. (Inglés, francés, español).

468 Guide on the automation of meteorological telecommunication centres. (Inglés).

471 Guía de los Servicios Meteorológicos Marinos, 2ª edición. (Inglés, francés, ruso, español).

485 Manual del Sistema Mundial de Preparación de Datos. Volumen I—Aspectos mundiales. Volumen II—Aspectos regionales. (Inglés, francés, ruso, español).

488 Guía del Sistema Mundial de Observación. (Inglés, francés, ruso, español).

489 Compendium of training facilities in environmental problems related to meteorology and operational hydrology. (Inglés).

491 Manual internacional de las operaciones de medida de la contaminación general atmosférica. (Francés, español).

492 Lectures on forecasting of tropical weather, including cyclones, with particular relevance to Africa. Proceeding of WMO Seminar (Dakar, November 1976). (Inglés). (Agotada).

493 Proceedings of the Meeting on Education and Training in Meteorological Aspects of Atmospheric Pollution and Related Environmental Problems (Research Triangle Park, Usa, January-February 1977). (Inglés).

495 Handbook of meteorological forecasting for soaring flight. (Inglés, francés).

519 Manual on stream gauging. Volume I—Field work. Volumen II—Computation of discharge. (Inglés).

544 Manual del Sistema Mundial de Observación. Volumen I—Aspectos mundiales. Volumen II—Aspectos regionales. (Inglés, francés, ruso, español).

551 Compendio de apuntes para la formación de personal agrometeorológico de las Clases II y III. (Español).

593 Compendio de apuntes de meteorología agrícola para la formación del personal meteorológico de la Clase IV. (Inglés, español).

622 Compendium of lecture notes on meteorological instruments for training Class III and Class IV meteorological personnel. Volume I, Part 1—Meteorological instruments. Part 2—Meteorological instruments maintenance workshops, calibration laboratories and routines. (Inglés). Volume II, Part 3—Basic electronics for the meteologist. (Inglés).

626 Lectures presented at the Seminar on Radar Meteorology (Erice, Italy, 1982). (Inglés).

669 Workbook on Numerical weather prediction for the tropics for the training of Class I and Class II meteorological personnel. (Inglés, español).

701 Mesometeorology and short-range forecasting. Lecture notes. Student's workbook. Instructor's manual. (Inglés, ruso).

702 Guide to wave analysis and forecasting. (Inglés, francés, ruso, español).

TD N° 152 Lecture notes on the applications of meteorological satellite services and data. (Inglés).

TD N° 188 Synoptic Chart Series (Africa) for Use in Training Class I and Class II Meteorological Personnel. (Inglés).

International Cloud Album for Observers in Aircraft. (Inglés, francés).

Lectures delivered at the Training Seminar on the Use of Meteorological Data with Implications for Forecasting an Research in Tropical Countries (Reading, United Kingdom, 1981). (Inglés).

PROLOGO

De acuerdo con la recomendación del primer seminario regional de la OMM para instructores meteorológicos nacionales encargados de la formación de personal meteorológico (El Cairo, 1966), el Comité Ejecutivo aprobó la preparación del Compendio de apuntes para la formación de personal meteorológico de Clase IV. Este documento fue preparado por el Sr. B.J. Retallack (Australia) y publicado por la Secretaría de la OMM en 1970. La publicación consta de dos volúmenes:

Volumen I - Ciencias de la Tierra;

Volumen II - Meteorología.

Los dos volúmenes han sido distribuidos ampliamente y, aunque se volvieron a imprimir en 1976, están ahora agotados. Con el fin de atender las numerosas solicitudes recibidas, y teniendo en cuenta la reciente introducción de un nuevo sistema de cifrado, se publica ahora esta segunda edición del Volumen II. Las ediciones pertinentes fueron revisadas por el Sr. M. Mlaki (Tanzania) que estudió detenidamente la edición anterior antes de introducir las enmiendas pertinentes relativas a la utilización de las nuevas claves y de la terminología.

Quisiera aprovechar esta ocasión para expresar mi agradecimiento al Sr. M. Mlaki por la excelente labor que ha realizado.

Como ocurrió con la primera edición, el presente Compendio se basa en los apuntos pertinentes que figuran en las "Directrices para la enseñanza y la formación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa" (OMM - N° 258). Está destinada principalmente a la formación de personal meteorológico de Clase IV. Sin embargo, hasta que se actualice el "Compendio de apuntes para la formación meteorológica del personal de Clase III" (OMM - N° 291), especialmente en lo que respecta a la introducción de nuevas claves, podrán utilizarse algunos capítulos pertinentes del presente Compendio para la formación del personal meteorológico de Clase III.

Esperamos que la presente publicación continúe siendo útil tanto para los instructores como para los estudiantes y que contribuya a alcanzar y mantener un alto nivel de formación científica y técnica del personal meteorológico en todo el mundo.

(G.O.P. Obasi)
Secretario General

I N D I C E

		Página
PROLOGO		xiii
PARTE I - METEOROLOGIA GENERAL		1
INTRODUCCION		1
CAPITULO I - COMPOSICION DE LA ATMOSFERA		3
1.1	Composición del aire seco	3
1.2	Ozono atmosférico	4
1.3	Vapor de agua en la atmósfera	4
1.4	Anhídrido carbónico	4
1.5	Composición de la termosfera	5
1.6	Gas interplanetario	5
	Cuestionario	6
CAPITULO II - LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA		7
2.1	Capas de la atmósfera	7
2.2	Troposfera	8
2.3	Estratosfera	9
2.4	Mesosfera	9
2.5	Termosfera	10
2.6	Exosfera	10
	Cuestionario	11
CAPITULO III - INTERCAMBIOS DE CALOR EN LA ATMOSFERA		13
3.1	Radiación solar	13
3.2	Radiación terrestre	13
3.3	Otros procesos de intercambio de calor	14
3.4	Balance energético de la atmósfera	15
3.5	Efecto de la radiación en la superficie terrestre	16
3.6	Diferencias de temperaturas entre los continentes y los mares	16
	Cuestionario	17
CAPITULO IV - TEMPERATURA DEL AIRE		19
4.1	Principios fundamentales de la medida de la temperatura	19
4.2	Escalas Celsius y Fahrenheit de temperatura	20
4.3	Conversión de la temperatura de una escala a otra	21
4.4	Escala Kelvin de temperatura	22
4.5	Procesos físicos empleados en termometría	22
4.6	Principales tipos de termómetros	22
4.7	Medida de la temperatua del aire	24
4.8	Temperatura del aire en superficie	24
4.9	Exposición de los termómetros	25
4.10	Variación diurna de la temperatura del aire en superficie	25
4.11	Variación de la temperatura con la altura	26
	Cuestionario	27

Ministerio de Medio Ambiente
Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología
Centro de Documentación - Biblioteca
10 MAY 2001

Página

CAPITULO V - PRESION ATMOSFERICA ..... '29

5.1 Naturaleza de la presión atmosférica 29
5.2 Unidades de presión atmosférica 30
5.3 Medida de la presión atmosférica 31
5.4 Barómetros de mercurio 31
5.5 Reducción de las lecturas del barómetro a las condiciones normales 32
5.6 Barómetros aneroides 33
5.7 Barógrafos 34
5.8 Variación de la presión con la altura 34
5.9 Reducción de la presión a los niveles normales 35
5.10 Altimetría 36
5.11 Atmósfera tipo de la OACI 36
5.12 Correcciones altimétricas - Ajuste del altímetro..... 37
5.13 Variación semidiurna de la presión 38
5.14 Gradiente de presión 39
Cuestionario 40

CAPITULO VI - AIRE HUMEDO 41

6.1 Humedad del aire 41
6.2 Los tres estados del agua 41
6.3 Tensión de vapor de aire húmedo 41
6.4 Variaciones del contenido de vapor de agua 42
6.5 Tensión de vapor de saturación del aire húmedo 42
6.6 Proceso de condensación 43
6.7 Proceso isobárico 43
6.8 Proceso adiabático 44
6.9 Proceso de congelación 44
6.10 Proceso de sublimación 44
6.11 Calor latente 46
6.12 Indicadores del contenido de vapor de agua en el aire 46
6.13 Humedad relativa 46
6.14 Métodos para medir la humedad del aire 47
6.15 Principio del termómetro de bulbo húmedo 47
6.16 Tipos de psicrómetros 48
6.17 Tablas psicrométricas 48
6.18 Densidad del aire húmedo 49
Cuestionario 49

CAPITULO VII - VIENTO EN SUPERFICIE 51

7.1 Principios generales de la medida del viento en superficie 51
7.2 Exposición de los instrumentos para medir el viento en superficie 51
7.3 Dirección del viento en superficie - Unidades de medida .. 52
7.4 Medida de la dirección del viento en superficie 52
7.5 Intensidad del viento en superficie - Unidades de medida . 53
7.6 Medida de la intensidad del viento en superficie 55
7.7 Variaciones del viento en superficie 56
7.8 Variación diurna de la intensidad del viento en superficie 56
7.9 Fuerzas que actúan sobre el aire en movimiento 56
7.10 Viento geostrófico 57

Página

CAPITULO VII (continuación)

7.11 Viento del gradiente 58
7.12 Ley de Buys-Ballot 60
7.13 Viento en la capa límite 60
7.14 Convergencia y divergencia horizontales 60
7.15 Advección del aire 61
Cuestionario 62

CAPITULO VIII - CLASIFICACION DE LAS NUBES 63

8.1 Nombres de las nubes 63
8.2 Géneros de nubes 63
8.3 Altura, altitud y dimensión vertical 64
8.4 Niveles 64
8.5 Definición de los diez géneros de nubes 65
8.6 Identificación de las nubes 67
Cuestionario 67

CAPITULO IX - HIDROMETEOROS 69

9.1 Definición de meteoro 69
9.2 Definición de los meteoros 69
9.3 Clasificación de los hidrometeoros 70
9.4 Precipitación 71
9.5 Definición y descripción de los hidrometeoros 71
9.6 Relaciones entre las precipitaciones y los géneros de nubes 77
9.7 Velocidad de caída de las gotas de agua 78
9.8 Deformación de las gotas de lluvia 79
Cuestionario 80

CAPITULO X - ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMOSFERA 81

10.1 Procesos adiabáticos en la atmósfera 81
10.2 Gradiente térmico vertical real 82
10.3 Estabilidad 83
10.4 Método de la partícula 83
10.5 Movimientos verticales del aire no saturado 84
10.6 Movimiento vertical del aire saturado 86
10.7 Inestabilidad condicional 87
10.8 Resumen 87
10.9 Nivel de condensación de la partícula por levantamiento .. 88
10.10 Turbulencia atmosférica 88
10.11 Inversiones de temperatura 90
10.12 Inversión por radiación 91
10.13 Inversión por turbulencia 91
10.14 Inversión por subsidencia 92
10.15 Inversiones frontales 93
10.16 Efectos de las inversiones 93
10.17 Gradientes superadiabáticos 93
10.18 Nivel de condensación por convección 94
Cuestionario 94

Página

CAPITULO XI - FORMACION Y DISIPACION DE LAS NUBES 97

11.1 Condensación, congelación y sublimación 97
11.2 Causas generales de la formación de nubes 98
11.3 Turbulencia mecánica 98
11.4 Convección 100
11.5 Ascenso orográfico 101
11.6 Ascenso lento de gran extensión horizontal 103
11.7 Nubes asociadas con un ascenso de gran extensión horizontal a lo largo de una zona frontal..... 104
11.8 Disipación de las nubes 106
Cuestionario 107

CAPITULO XII - PROCESOS DE PRECIPITACION 109

12.1 Tamaño de las gotitas de agua en las nubes 109
12.2 Crecimiento inicial de las gotitas de agua en la nubes ... 110
12.3 Mecanismo de la coalescencia 110
12.4 Formación de cristales de hielo 111
12.5 Proceso de Bergeron 111
12.6 Crecimiento de los cristales de hielo por colisión 112
12.7 Resumen sobre la formación de precipitaciones 113
12.8 Características de diversos tipos de precipitación 114
Cuestionario 116

CAPITULO XIII - LA VISIBILIDAD 117

13.1 Visibilidad meteorológica 117
13.2 Definición de la visibilidad diurna 117
13.3 Visibilidad nocturna 118
13.4 Instrumentos para medir la visibilidad 118
13.5 Factores que influyen en la visibilidad 118
13.6 Efecto de las precipitaciones 119
13.7 Niebla y neblina 119
13.8 Rociones 121
13.9 Partículas de aceite en la atmósfera 121
13.10 Reducción de la visibilidad por el humo 121
13.11 Reducción de la visibilidad por polvo o arena 122
13.12 Efectos de partículas salinas 123
Cuestionario 123

CAPITULO XIV - VIENTOS LOCALES 125

14.1 Brisa de mar 125
14.2 Brisa de tierra 127
14.3 Viento catabático 127
14.4 Viento anabático 128
14.5 Foehn 129
14.6 Variaciones de temperatura en el curso de la formación del foehn 130
Cuestionario 131

		Página
CAPITULO XV - FENOMENOS LOCALES VIOLENTOS		133
15.1	Importancia meteorológica de la noción de escala	133
15.2	Tormentas eléctricas	133
15.3	Formación y evolución de celdas en una tormenta eléctrica	135
15.4	Tipos de tormentas eléctricas	136
15.5	Detección de las tormentas eléctricas	137
15.6	Tornados	138
15.7	Trombas	138
	Cuestionario	139
CAPITULO XVI - MASAS DE AIRE Y FRENTES		141
16.1	Definición de una masa de aire	141
16.2	Regiones generadoras de masas de aire	141
16.3	Clasificación de las masas de aire	141
16.4	Símbolos de las masas de aire	143
16.5	Evolución de las masas de aire	144
16.6	Características generales de los frentes	144
16.7	Clasificación de los frentes	145
16.8	Fenómenos asociados con los modelos teóricos de frentes	146
16.9	Modelo teórico del frente caliente	146
16.10	Modelo teórico del frente frío	146
16.11	Ciclones extratropicales y perturbaciones del frente polar	147
16.12	Depresión ondulatoria	147
16.13	Fenómenos asociados a una depresión ondulatoria en estado de madurez	148
16.14	Frentes ocluidos	149
16.15	Fenómenos asociados con los frentes ocluidos	149
	Cuestionario	150
CAPITULO XVII - ANALISIS SINOPTICO		151
17.1	Tipos de mapas sinópticos	151
17.2	Mapas sinópticos al nivel del mar	152
17.3	Configuraciones isobáricas al nivel del mar	152
17.4	Anticiclones y dorsales	152
17.5	Depresiones y vaguadas	153
17.6	Otras configuraciones isobáricas	154
17.7	Sistemas frontológicos en el mapa al nivel del mar	155
17.8	Mapas de presión constante	157
17.9	Análisis de las líneas de corriente	157
17.10	Configuraciones de las líneas de corriente	158
17.11	Análisis de isotacas	159
	Cuestionario	159
CAPITULO XVIII - RELACIONES ENTRE LAS CONFIGURACIONES SINOPTICAS Y CARACTERISTICAS DEL TIEMPO		161
18.1	Circulación del aire en la proximidad de la superficie terrestre	161
18.2	Anticiclones	161

Página

CAPITULO XVIII (continuación)

18.4 Depresiones 162
18.5 Vaguadas 163
18.6 Collados 163
18.7 Tiempo asociado a los flujos de aire frío o caliente 163
18.8 Configuraciones de líneas de corriente y de isotacas 163
Cuestionario 164

CAPITULO XIX - METEOROLOGIA TROPICAL 165

19.1 Campo de la Meteorología Tropical 165
19.2 Vaguada ecuatorial 165
19.3 Esquema simplificado de la circulación al nivel del mar .. 166
19.4 Alisios 167
19.5 Monzones 168
19.6 Regiones de Monzón 169
19.7 El tiempo en las regiones tropicales 169
19.8 Zonas de convergencia 170
19.9 El tiempo en la vaguada ecuatorial 170
19.10 Zona intertropical de convergencia 171
19.11 Variación diurna y efectos locales 171
19.12 Perturbaciones tropicales 171
19.13 Ciclones tropicales 172
Cuestionario 173

CAPITULO XX - LA CIRCULACION GENERAL 175

20.1 El movimiento promedio en la troposfera y en la baja estratosfera 175
20.2 Corrientes en chorro 177
20.3 Modelos de la circulación general 178
Cuestionario 180

PARTE II - INSTRUMENTOS Y OBSERVACIONES METEOROLOGICAS DE SUPERFICIE . 181

INTRODUCCION 181

CAPITULO I - NATURALEZA DE LAS OBSERVACIONES METEOROLOGICAS 183

1.1 Clasificación de las estaciones 183
1.2 Las redes de estaciones 184
1.3 Los diferentes tipos de observaciones 184
1.4 Horas de las observaciones 186
1.5 Medida de las distancias verticales 186
1.6 Funciones de los observadores 187
1.7 Observaciones de superficie 188
Cuestionario 188

Página

CAPITULO II - CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS OBSERVACIONES INSTRUMENTALES DE SUPERFICIE 189

2.1 Emplazamiento y exposición de los instrumentos 189
2.2 Características generales que han de reunir los instrumentos meteorológicos 190
2.3 Clases fundamentales de los instrumentos meteorológicos .. 190
2.4 Instrumentos registradores 191
2.5 Tambores registradores y mecanismos de relojería 191
2.6 Bandas para instrumentos registradores 192
2.7 Nonio (Vernier) 192
2.8 Lectura de los instrumentos meteorológicos 193
Cuestionario 194

CAPITULO III - CLASIFICACION DE LAS NUBES 195

3.1 Clasificación de las nubes 195
3.2 Resumen de la clasificación de las nubes 198
3.3 Especies 198
3.4 Variedades 200
3.5 Particularidades suplementarias y nubes anejas 201
3.6 Nubes madres 203
Cuestionario 204

CAPITULO IV - MEDIDA DE LA TEMPERATURA 207

4.1 Escalas de temperatura 207
4.2 Temperatura del aire en superficie 207
4.3 Exposición de los termómetros 207
4.4 Termómetros de líquido en tubo de vidrio 208
4.5 Lectura de los termómetros de líquido en tubo de vidrio .. 208
4.6 Termómetro de máxima 209
4.7 Lectura y puesta en estación del termómetro de máxima 209
4.8 Termómetro de mínima 210
4.9 Lectura y puesta en estación de un termómetro de mínima .. 210
4.10 Termógrafo de lámina bimetálica 211
4.11 Mantenimiento y calibración del termógrafo de lámina bimetálica 212
4.12 Procedimiento para el cambio de las bandas del termógrafo. 212
4.13 Termógrafo de tubo Bourdon 213
4.14 Termógrafo de mercurio en tubo de acero 213
4.15 Termómetro de mínima junto al suelo cubierto de césped ... 213
4.16 Temperatura del suelo 214
4.17 Termómetros en el suelo 214
4.18 Colocación de los termómetros en el suelo 215
4.19 Lectura de los termómetros en el suelo 216
Cuestionario 217

CAPITULO V - MEDIDA DE LA PRESION 219

5.1 Unidades de presión atmosférica 219
5.2 Barómetros de mercurio 220
5.3 Condiciones normales 220
5.4 Escalas barométricas 221
5.5 Reducción de las lecturas barométricas a condiciones normales 221

Página

CAPITULO V (continuación)

5.6 Exposición de los barómetros 221
5.7 Lectura de los barómetros de mercurio 221
5.8 Barómetros aneroides 223
5.9 Lectura de los barómetros aneroides 223
5.10 Barógrafo aneroide 223
5.11 Mantenimiento y calibración de los barógrafos aneroides .. 224
5.12 Procedimiento para el cambio de las bandas del barógrafo . 224
5.13 Variación barométrica 224
5.14 Reducción de la presión a los niveles normales 225
Cuestionario 225

CAPITULO VI - MEDIDA DE LA HUMEDAD ATMOSFERICA 227

6.1 Definiciones y unidades 227
6.2 Instrumentos de medida de la humedad atmosférica en superficie 228
6.3 Ventilación de los psicrómetros y tablas psicrométricas .. 228
6.4 Psicrómetro sencillo sin ventilación artificial..... 228
6.5 Lectura del psicrómetro sencillo 230
6.6 Procedimientos particulares para la lectura del psicrómetro sencillo en los climas fríos 230
6.7 Psicrómetros con ventilación artificial 231
6.8 Métodos de oservación aplicables a los psicrómetros de ventilación artificial 232
6.9 Causas de error en psicrometría 233
6.10 Características especiales para las regiones polares y tropicales 234
6.11 Tablas psicrométricas 234
6.12 Principio del higrógrafo de cabello 235
6.13 Higrógrafo de escala lineal 235
6.14 Exposición y manejo de los higrógrafos de cabello 237
6.15 Métodos de observación para los higrógrafos de cabello ... 237
Cuestionario 238

CAPITULO VII - MEDIDA DEL VIENTO EN SUPERFICIE 239

7.1 Medida de la dirección del viento: definición y unidades 239
7.2 Veletas 239
7.3 Sistemas de lectura directa y de registro de la dirección del viento 239
7.4 Estimación de la dirección del viento 240
7.5 Medida de la intensidad del viento: unidades 240
7.6 Sistemas de lectura directa y de registro de la intensidad del viento 241
7.7 Anemómetros rotatorios 241
7.8 Principio del anemómetro tubular de presión 242
7.9 Anemógrafo tubular de presión 244
7.10 Mantenimiento del anemógrafo tubular de presión 245
7.11 Instalación de los instrumentos de medida del viento 246
7.12 Estimación de la intensidad del viento 246
7.13 Fluctuaciones del viento 246
7.14 Observaciones del viento en superficie 248
Cuestionario 248

Página

CAPITULO VIII - OBSERVACION DE LAS NUBES 251

8.1 Aspecto de las nubes 251
8.2 Elementos observados en el transcurso de una observación de nubes 252
8.3 Nubosidad 253
8.4 Formas de las nubes 254
8.5 Identificación de los géneros de nubes 254
8.6 Altura a la base de las nubes 266
8.7 Movimiento de las nubes 268
8.8 La observación de las nubes durante la noche 269
8.9 Influencias orográficas 272
Cuestionario 273

CAPITULO IX - OBSERVACION DEL TIEMPO EN SUPERFICIE 275

9.1 Estaciones climatológicas 276
9.2 Estaciones sinópticas 276
9.3 Términos empleados en la clave del tiempo presente 276
9.4 Observación de la intensidad de la precipitación 278
9.5 Fenómenos meteorológicos incluidos en la clave del tiempo presente 279
9.6 Definición y descripción de los litometeoros 281
9.7 Definición y descripción de los electrometeoros 283
9.8 Fenómenos meteorológicos que no figuran en la clave del tiempo presente 284
9.9 Observación de los fotometeoros 285
9.10 Definición y descripción de los fotometeoros 285
Cuestionario 288

CAPITULO X - MEDIDA DE LA PRECIPITACION 291

10.1 Unidades de medida 291
10.2 Medida de la precipitación pluvial 291
10.3 Medición de la lluvia 292
10.4 Instalación de los pluviómetros 292
10.5 Observación de la lluvia 293
10.6 Pluviómetros registradores 294
10.7 Pluviómetros registradores del tipo flotador 295
10.8 Pluviómetros registradores del tipo balancín 296
10.9 Pluviómetros registradores del tipo báscula 297
10.10 Pluviógrafos de intensidad 297
10.11 Medida de la nieve caída 298
10.12 Profundidad de la capa de nieve caída 298
10.13 Contenido de agua en la capa de nieve caída 299
10.14 Medida de la capa de nieve 299
Cuestionario 300

CAPITULO XI - MEDIDA DE LA VISIBILIDAD 301

11.1 Definición de la visibilidad meteorológica 301
11.2 Problemas relacionados con la determinación de la visibilidad 301
11.3 Plano de los puntos de referencia de la visibilidad 302

Página

CAPITULO XI (continuación)

11.4 Elección de los puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones diurnas 302
11.5 Elección de puntos de referencia de la visibilidad para las observaciones nocturnas 303
11.6 Relación entre la visibilidad diurna y la nocturna 304
11.7 Estimación de la visibilidad 304
11.8 Instrumentos para medir la visibilidad 305
11.9 Caso en que la visibilidad horizontal varía según la dirección en la que se observa 305
11.10 Visibilidad oblicua 305
11.11 Visibilidad vertical 305
Cuestionario 306

CAPITULO XII - MEDIDA DE LA EVAPORACION 307

12.1 Factores que influyen en la evaporación 307
12.2 Unidades de medida 308
12.3 Tipos de medidas 308
12.4 Métodos de medida 309
12.5 Evaporación de la superficie del suelo 309
12.6 Evaporación de una superficie porosa humedecida 310
12.7 Evaporación a partir de superficies libres de agua, en depósitos o tanques 310
12.8 Tanque de evaporación clase "A" 312
12.9 Modo de efectuar las observaciones en un tanque de evaporación 313
12.10 Tanques registradores 314
Cuestionario 315

CAPITULO XIII - MEDIDA DE LA DURACION DE LA INSOLACION 317

13.1 Principio del heliógrafo Campbell-Stokes 317
13.2 Descripción del heliógrafo Campbell-Stokes 317
13.3 Instalación del heliógrafo 318
13.4 Bandas registradoras 318
13.5 Ajustes necesarios 319
13.6 Forma de efectuar los ajustes 319
13.7 Errores de ajuste 321
13.8 Mantenimiento del heliógrafo 321
13.9 Cambio de banda 321
13.10 Análisis de las bandas 322
Cuestionario 322

CAPITULO XIV - ESTADO DEL TERRENO 323

14.1 La superficie del suelo sin vegetación 323
14.2 El área representativa del terreno que rodea la estación . 323
14.3 Escala para el cifrado de las observaciones del estado del terreno 323
Cuestionario 325

Página

CAPITULO XV - OBSERVACIONES MARITIMAS 327

15.1 Elementos que deben ser observados en las estaciones de tierra y en las de mar 327
15.2 Medida de la temperatura del mar 332
15.3 Descripción de los métodos empleados en la medida de la temperatura del mar 333
15.4 Olas del océano: características generales 334
15.5 La velocidad de las olas oceánicas 335
15.6 Las olas de aguas poco profundas 336
15.7 Observación de las olas oceánicas 336
15.8 Métodos de observación de las características de cada sistema de olas diferentes 336
15.9 Medida de la altura y del período promedio de un sistema de olas 337
15.10 Observaciones efectuadas a bordo de los buques mercantes ordinarios 337
15.11 Observaciones efectuadas a bordo de buques meteorológicos o de barcos especiales 338
15.12 Medida de las olas desde estaciones costeras 338
15.13 Especificaciones para las olas de mar de viento y de mar de fondo 338
15.14 Observaciones de fenómenos especiales 338
15.15 Observaciones de hielos marinos 339
Cuestionario 339

CAPITULO I

COMPOSICION DE LA ATMOSFERA

Nuestro globo terráqueo está rodeado por un gran océano de aire en cuyo fondo viven la mayoría de los hombres. Este aire está constituido por diferentes gases que son atraídos hacia la Tierra por efecto de la gravedad.

De manera convencional, se establece el límite superior de la atmósfera a una altura aproximada de 1.000 km sobre el nivel medio del mar. Pero la mayoría de los científicos prefieren considerar que el aire atmosférico llega hasta confundirse con los gases raros y el polvo del espacio interplanetario. En este caso, no existe un límite preciso entre la atmósfera y este espacio.

La simple consideración de la dimensión vertical de la atmósfera puede algunas veces inducir a error, ya que en el límite convencional de 1.000 km la atmósfera está tan enrarecida que su densidad es menor que la del vacío que pueda obtener el hombre. De hecho, la parte de la atmósfera que se extiende más allá de 30 km de altitud, tiene una masa correspondiente al 1 por ciento solamente de su masa total.

Para entender bien los procesos físicos que se producen en la atmósfera, es necesario, en principio, conocer su composición. En este capítulo se tratará de los componentes de la atmósfera y de su distribución en el espacio.

1.1 Composición del aire seco

El aire atmosférico es esencialmente una mezcla de gases diferentes. Pero también se encuentran en la atmósfera partículas sólidas - algunas veces muy pequeñas - polvo y humo. Además el agua en la atmósfera no está sólamente en estado de vapor, sino también en estado sólido y líquido.

En el Cuadro 1.1 se indica la composición del aire seco, por unidad de volumen y al nivel del mar. Los datos de este cuadro corresponden al aire seco en un lugar alejado de las ciudades y de los incendios forestales.

Cuadro 1.1

Composición del aire seco

Gas	Proporción volumétrica en la atmósfera
Nitrógeno	78.084
Oxígeno	20.946
Argón	0.934
Anhídrido carbónico	0.033
Neón	0.00182
Helio	0.00052
Kriptón, hidrógeno, xenón, ozono, radón, etc.	0.00066

En general, estos gases se encuentran en la atmósfera en proporciones constantes hasta una altitud de 80 km aproximadamente. Sin embargo, hay dos excepciones importantes: el ozono (O_3) y el vapor de agua (H_2O). También en las capas bajas es variable la proporción de anhídrico carbónico (CO_2).

1.2 Ozono atmosférico

Las moléculas de ozono (O_3) están constituidas por tres átomos de oxígeno. La concentración de ozono varía con la altitud, la latitud y la hora.

La mayor parte del ozono que se forma en la alta estratosfera es el resultado de un cierto número de procesos, principalmente la absorción de la radiación ultravioleta. Las moléculas de ozono tienden a caer en la atmósfera y se acumulan en la estratosfera inferior, entre 15 km y 25 km de altitud.

También puede formarse ozono, en pequeñas cantidades, cerca de la superficie terrestre, debido a descargas eléctricas. Sin embargo, la concentración de ozono a una altitud dada, varía considerablemente a causa de la circulación general de la atmósfera.

La presencia de ozono en la atmósfera es indispensable para nuestro bienestar, ya que al absorber este gas una gran cantidad de la mortífera radiación ultravioleta emitida por el Sol, permite al hombre vivir sobre la superficie de la Tierra.

1.3 Vapor de agua en la atmósfera

La atmósfera no está nunca completamente seca, pues contiene siempre vapor de agua en proporciones variables. En las regiones tropicales marítimas que son cálidas y húmedas, la cantidad de vapor de agua contenido en una muestra dada de aire puede alcanzar la proporción del 3 por ciento de la masa total de la muestra. Por el contrario, en ciertas regiones continentales, la proporción de vapor de agua es tan baja que es difícil medirla.

Es de indicar, que cantidades de vapor de agua relativamente pequeñas pueden provocar importantes cambios de tiempo. Esto es debido sobre todo a las variaciones de la concentración del vapor de agua en la troposfera, particularmente en las capas situadas por debajo de los 6 km, que son las que contienen la mayor parte del vapor de agua de la atmósfera. Este vapor de agua contenido en la atmósfera proviene de la superficie terrestre por evaporación del agua de las superficies líquidas por la transpiración de los vegetales. Después, el vapor pasa al estado líquido o al estado sólido para volver finalmente a la Tierra en forma de rocío, cencellada, llovizna, lluvia, nieve o granizo.

Por término medio, la concentración de vapor de agua en la atmósfera decrece con la altitud, pero algunas veces sucede que esta distribución se invierte en determinadas capas de la atmósfera.

1.4 Anhídrido carbónico

El anhídrido carbónico (CO_2) contenido en la atmósfera es debido a una serie de procesos tales como la respiración humana y animal, la descomposición y la combustión de materias que contengan carbono y a las erupciones volcánicas. Pero la mayor parte del gas así producido es absorbido por los vegetales.

Aproximadamente el 99 por ciento del anhídrico carbónico de la Tierra está disuelto en los océanos. Dado que la solubilidad varía con la temperatura, el agua de los océanos absorberá o desprenderá este gas como resultado de los cambios de temperatura de la misma. Esto afecta a la concentración del anhídrido carbónico del aire.

Se estima que la cantidad anual de anhídrido carbónico que entra y sale del aire representa la décima parte del total de anhídrido carbónico contenido en la atmósfera.

La concentración de anhídrido carbónico en las proximidades del suelo es muy variable. En las ciudades es elevada. En las regiones alejadas de las zonas industriales y a algunos metros solamente sobre el suelo, su valor es muy próximo a la cifra indicada en el Cuadro 1.1. Sin embargo, su repartición en la alta atmósfera es todavía mal conocida.

1.5 Composición de la termosfera

A altitudes superiores a 80 km, la mezcla de los gases de la atmósfera no es constante. Las moléculas y los átomos más pesados tienen tendencia a separarse de los otros por efecto de la gravedad.

Los átomos de un gran número de gases no están agrupados en moléculas, ya que los separan los rayos ultravioleta y los rayos X emitidos por el Sol. Así, por encima de las 80 km, el número de átomos de oxígeno (O) crece con la altitud en detrimento de las moléculas diatómicas de oxígeno (O_2). A 130 km de altitud, aproximadamente, dos tercios de las moléculas de oxígeno están separadas en átomos de oxígeno.

El resultado de estos procesos es que, a niveles muy elevados, las moléculas de nitrógeno ceden su sitio a los átomos de oxígeno que, a su vez, son remplazados por átomos de hidrógeno, los cuales son más ligeros en las capas aún más elevadas.

Las radiaciones solares de onda corta provocan también la ionización. Ya hemos indicado en el párrafo 1.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que un átomo eléctricamente neutro se convertía en un ión positivo cuando perdía un electrón y en un ión negativo cuando lo ganaba. Este proceso se llama ionización.

La ionización puede producirse a altitudes menores de 80 km, pero es en la termosfera donde se observa la mayor concentración de iones. En la parte inferior de esta región se encuentran iones negativos, iones positivos, electrones libres, así como átomos y moléculas neutras. Mientras que en la parte superior, predominan sobre todo los protones (átomos de hidrógeno ionizado) y los electrones. Después llegamos a un nivel en el que la atmósfera terrestre comienza a confundirse con los gases muy enrarecidos del espacio interplanetario.

1.6 Gas interplanetario

El espacio entre los planetas de nuestro sistema solar no está completamente vacío. Aunque la densidad de la materia sea muy baja, contiene ciertos gases calientes y partículas sólidas.

Los materiales que existen en estado gaseoso en estas regiones consti- tuyen el gas interplanetario, puesto que se encuentra "entre los planetas", y está compuesto sobre todo de protones y electrones.

El movimiento orbital de la Tierra alrededor del Sol se efectúa en el gas interplanetario. Por eso, los límites de la atmósfera se pueden considerar confundidos con esta materia muy enrarecida.

Teniendo en cuenta su composición, las reacciones químicas, la ionización, la temperatura, etc. se puede dividir la atmósfera en diferentes capas. En el siguiente capítulo se estudiarán las características de algunas de estas regiones.

CUESTIONARIO

1. Indíquese brevemente cuál es la composición del aire seco en los 80 km de altitud.

2. La mayor parte de los gases atmosféricos se encuentran en proporciones constantes hasta una altitud de 80 km aproximadamente. Sin embargo, tres gases son una excepción, ¿cuáles?. Indíquese para uno de ellos cuáles son los factores que pueden modificar su concentración.

3. ¿Cuál es la composición de la termosfera?

4. ¿Por qué procesos se produce o se extrae de la atmósfera el anhídrido carbónico?

5. Descríbase brevemente:

   a) el límite superior de la atmósfera;

   b) la ionización.

CAPITULO II

LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA

Actualmente, los meteorólogos saben que para pronosticar la futura evolución de la atmósfera, necesitan considerarla como un todo. Por lo tanto, utilizan, cada vez más, satélites, cohetes y equipos electrónicos para estudiar la alta atmósfera, desarrollando al mismo tiempo las redes de estaciones meteorológicas en la superficie de la tierra.

Sin embargo, resulta a menudo práctico estudiar separadamente cada una de estas regiones de la atmósfera. Esto es lo que se hará en este capítulo. Pero no se debe olvidar que todos los fenómenos que se producen en una región dada tienen siempre influencia sobre los de las otras regiones de la atmósfera.

2.1 Capas de la atmósfera

En el párrafo 8.11 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha visto cómo puede ser dividida la atmósfera en diferentes regiones según la temperatura. Estas regiones son la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera.

La Figura 2.1 muestra la variación de la temperatura y de la presión con la altitud. Las temperaturas más elevadas se observan en la superficie terrestre, en la proximidad de la estratopausa y en la termosfera. Estas últimas son debidas a la absorción de la radiación solar.

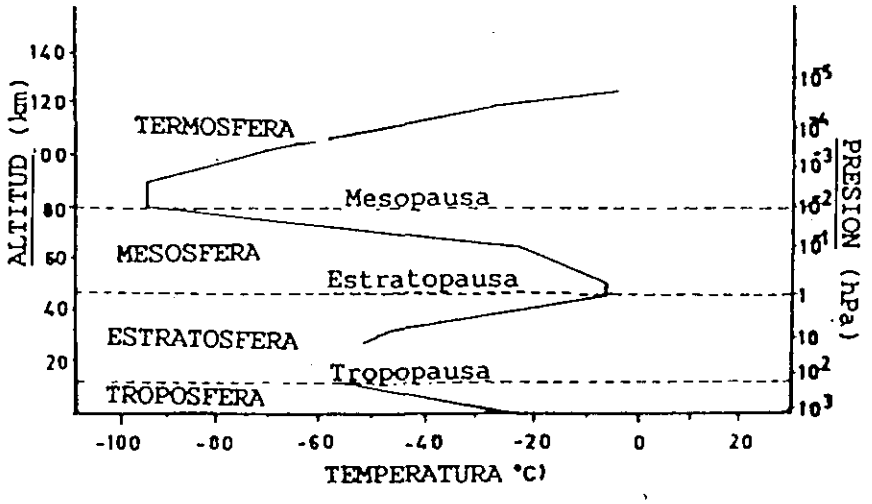


Figura 2.1
Capas de la atmósfera

La superficie terrestre absorbe la mayor parte de las radiaciones solares y por lo tanto la troposfera está calentada por su base. Por el contrario, la fuente de calor de la estratosfera está situada en su parte superior, es decir en los niveles en que el ozono absorbe la radiación ultravioleta.

La mesosfera también está calentada por su base, mientras que en la termosfera las capas superiores son las más calientes. Esta última región llega a confundirse finalmente con los gases calientes de la corona solar.

Las elevadas temperaturas que se encuentran cerca de la estratopausa y en la parte superior de la termosfera indican que las partículas se mueven muy rápidamente. Pero no hay que olvidar que, a estos niveles, la atmósfera tiene una densidad muy pequeña.

Como el número de partículas es mucho mayor en las proximidades de la superficie terrestre, esto hace que la mayor parte de la energía térmica de la atmósfera se encuentre concentrada en la parte inferior de la troposfera.

Cualquiera que sea la altura considerada, la presión ejercida por los gases de la atmósfera depende del peso de las partículas que se encuentran sobre la unidad de superficie a este nivel. En la Figura 2.1 se observa que la presión atmosférica cerca del nivel del mar es de aproximadamente 1.000 hectopascales (hPa) (véase el párrafo 5.2 - Unidades de presión atmosférica - página 30).

Al nivel de la estratopausa, la presión no es más que de 1 hPa; esto quiere decir que la masa de la atmósfera por encima de los 50 km no es más que la milésima parte de la masa total de la misma. En las capas superiores, la densidad es aún más pequeña. Por encima de 90 km la masa de la atmósfera es del orden de la millonésima de su masa total y, por lo tanto, su peso es tal que la presión atmosférica a este nivel es de aproximadamente, 0,001 hPa.

2.2 Troposfera

La región más baja de la atmósfera se llama troposfera y en ella la temperatura generalmente disminuye con la altura. En la primera mitad, esta disminución es de 6°C a 7°C por kilómetro y después, en la segunda mitad, alcanza 7°C a 8°C por kilómetro.

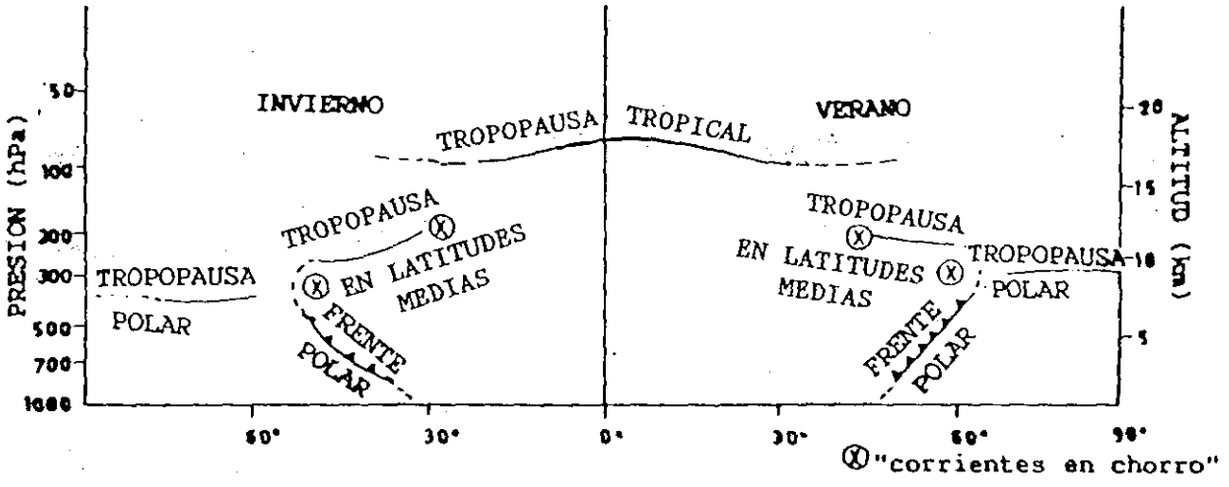
Sin embargo, algunas veces, y en capas de poco espesor de la troposfera, la temperatura aumenta con la altura y, en este caso, se produce una inversión de temperatura.

El límite superior de la troposfera se llama tropopausa. La tropopausa no es continua y su altitud varía, según su posición, con relación a la Tierra. Así, en las latitudes bajas, existe una tropopausa tropical a una altitud de 18 km, aproximadamente, mientras que en las latitudes altas se encuentra generalmente una tropopausa polar a 8 km más o menos. Entre estas dos regiones está situada la tropopausa de las latitudes medias que está inclinada y se interrumpe en las cercanías de las "corrientes en chorro". En estas latitudes medias existen tropopausas múltiples que se superponen y esto complica mucho el trazado de los mapas diarios. En la Figura 2.2 se presentan las principales características de estas tropopausas.

Además, en un lugar determinado, tanto la temperatura como la altitud de la tropopausa pueden variar bruscamente. Los sistemas meteorológicos móviles y sus nubes asociadas, que afectan nuestra vida cotidiana, están situados casi en su totalidad en la troposfera. Dado que estos sistemas se desplazan, las características de la tropopausa varían en el tiempo y en el espacio.

En la troposfera, la temperatura disminuye regularmente hasta el nivel de la tropopausa. Dado que sobre el ecuador está más elevada, es precisamente cerca de la tropopausa ecuatorial donde se observan las temperaturas más bajas de la troposfera.

Figura 2.2 - Diferentes tipos de tropopausa



La troposfera contiene la mayor parte de la masa de la atmósfera, y se caracteriza por movimientos verticales muy marcados, apreciable contenido de vapor de agua, nubes y otros fenómenos. Todo esto interesa mucho a los meteorólogos.

2.3 Estratosfera

La estratosfera es la región de la atmósfera que se encuentra encima de la troposfera. Se extiende desde la tropopausa hasta una altitud comprendida entre 50 km y 55 km. En un lugar dado, la temperatura de la estratosfera, en general, permanece constante hasta los 20 km y ésta es la que se llama, algunas veces, la capa isotérmica. Seguidamente, la temperatura crece, primero lentamente hasta los 32 km y luego más rápidamente, por encima de esta altitud.

Las temperaturas en las partes altas de la estratosfera son casi tan elevadas como las cercanas a la superficie de la Tierra. Esto se debe a que en esas capas es donde el ozono absorbe la radiación ultravioleta del Sol. A estos niveles, la atmósfera es muy poco densa y, por lo tanto, la radiación solar se transfiere a un número relativamente pequeño de moléculas, lo que hace que su energía cinética aumente mucho y se eleve la temperatura del aire.

Luego, esta energía térmica se transfiere hacia abajo por subsidencia y radiación. Por lo tanto, la estratosfera tiene en sus capas superiores una fuente de calor, contrariamente a la troposfera que se calienta por abajo.

Los fenómenos meteorológicos observados en la estratosfera son muy diferentes de los de la troposfera. Hay menos convección en la estratosfera ya que su parte superior es caliente, mientras que la inferior es fría. Prácticamente no se forman nubes en la estratósfera a excepción, algunas veces, de las nubes nacaradas que se observan en latitudes altas a altitudes del orden de 20 a 30 km.

2.4 Mesosfera

A una altitud aproximada de 50 km, la temperatura deja de crecer. Este es el nivel de la estratopausa que corresponde al límite inferior de la mesosfera.

En la mesosfera generalmente la temperatura decrece con la altitud hasta alcanzar -95°C o menos, cuando se llega a una altitud aproximada de 80 km. A este último nivel está situada la mesopausa que es el límite superior de la mesosfera.

Podemos considerar que el aire es homogéneo hasta la mesopausa, es decir que, hasta este nivel, las proporciones de los gases que constituyen la atmósfera son prácticamente constantes, salvo lo que concierne al vapor de agua y al ozono. Algunas veces, esta parte de la atmósfera se designa con el nombre de homosfera. Por lo tanto la homosfera comprende la troposfera, la estratosfera y la mesosfera.

La atmósfera al nivel de la mesopausa es más fría que a cualquier otro nivel de la atmósfera superior. Algunas veces, sucede que en latitudes altas, cuando el Sol está entre 5° y 13° por debajo del horizonte, se observan a este nivel nubes noctilucentes. Es posible que estas nubes estén constituidas por partículas de polvo recubiertas de hielo.

2.5 Termosfera

La termosfera es la región que se encuentra sobre la mesopausa y se caracteriza por un aumento progresivo de la temperatura. Cuando el Sol está tranquilo, este aumento de temperatura se produce hasta cerca de 400 km pero, en períodos de actividad solar, puede llegar hasta 500 km, aproximadamente.

La composición de la atmósfera en la termosfera es distinta, ya que debido a los efectos de los rayos ultravioleta y de los rayos X emitidos por el Sol, las moléculas de un gran número de gases se separan, quedando, por lo tanto, libres los átomos que las constituían.

Por otra parte, los gases tienen menos tendencia a mezclarse y las moléculas y átomos más pesados se separan de los otros por efecto de la gravedad. Debido a esto, a medida que se asciende, las moléculas de nitrógeno, más pesadas, ceden su sitio a los átomos de oxígeno, que a su vez son remplazados, a niveles más altos, por los átomos del hidrógeno, más ligeros.

En la termosfera, la ionización es muy importante pues tanto los iones como los electrones pueden permanecer separados durante un período de tiempo relativamente largo. Esto no se produce en la mesosfera más que durante el día. Bajo la acción de las grandes presiones de la troposfera, la unión de partículas que tengan una carga eléctrica positiva es aún más fácil.

Las regiones de la termosfera y de la mesosfera caracterizadas por la ionización constituyen la ionosfera. La importancia de la ionosfera deriva del hecho de que los electrones, en particular, reflejan las ondas radioeléctricas.

2.6 Exosfera

La ionosfera, que está constituída por iones y electrones, se extiende en su límite superior hasta confundirse con el gas interplanetario extremadamente ligero.

Sin embargo, no se puede despreciar la importancia de los gases neutros de la ionosfera. A 160 km de altitud hay aún, aproximadamente, 10^{10} partículas neutras por cm^3 de aire, mientras que el número de electrones es de 10^5. A 1.200 km de altitud las proporciones son casi iguales.

La densidad de la atmósfera al nivel de la mesopausa es ya muy pequeña. En la termosfera disminuye cada vez más a medida que se asciende. Finalmente, a 500 ó 600 km de altitud aproximadamente, la atmósfera es tan poco densa que son extremadamente raras las colisiones entre las partículas neutras. El recorrido libre medio es tan grande que las partículas neutras pueden escapar a la fuerza de atracción terrestre.

Esta región se llama exosfera, y en ella las moléculas y los átomos pueden ser considerados como proyectiles balísticos en miniatura. Algunos se elevan y después caen, otros se ponen en órbita alrededor de la Tierra, y otros se escapan de la atmósfera y pasan al espacio interplanetario.

Lo dicho anteriormente sólo se aplica a las partículas neutras de la atmósfera. Los movimientos de las partículas que poseen una carga eléctrica (es decir: los iones y electrones) están controlados por el campo magnético terrestre. En efecto, el campo magnético terrestre controla el movimiento de los iones y electrones incluso el de los que están situados en niveles a cierta distancia por debajo de la exosfera.

Ya se ha indicado que es muy importante estudiar los diferentes elementos que constituyen la atmósfera considerada como un todo. Sin embargo, ya que todas las nubes y los fenómenos meteorológicos que afectan nuestra vida cotidiana se producen en la troposfera, en lo sucesivo se estudiará principalmente los procesos atmosféricos que se producen en la misma.

CUESTIONARIO

1. Indíquese con ayuda de un esquema, cómo varía la temperatura en función de la altitud. Delimítese claramente sobre el esquema la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera.

2. Descríbase brevemente la tropopausa y sus características.

3. ¿Cómo varía la temperatura con la altitud en la troposfera?

4. Expónganse brevemente las características de la temperatura en la estratosfera.

5. Descríbase brevemente:

   a) la exosfera;

   b) la ionosfera.

CAPITULO III

INTERCAMBIOS DE CALOR EN LA ATMOSFERA

La enorme cantidad de energía contenida en la atmósfera se manifiesta claramente durante las tormentas. También se exterioriza en las grandes corrientes de aire que barren los continentes y los océanos.

Prácticamente toda esta energía proviene del Sol en forma de radiación electromagnética. Las cantidades de energía emitidas por el centro caliente de la Tierra y por las estrellas son totalmente despreciables.

En este capítulo se estudiará lo que sucede cuando la radiación solar llega a la atmósfera y se examinarán ciertos procesos de intercambio de calor en el sistema Tierra-atmósfera.

3.1 Radiación solar

En el párrafo 8.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había visto que el 99 por ciento, aproximadamente, de la energía de la radiación solar es transportada en banda de longitudes de onda comprendidas entre 0,15 y 4.0 μ. De esta radiación, el 9 por ciento, aproximadamente, pertenece al ultravioleta, el 45 por ciento al espectro visible y el 46 por ciento al infrarrojo. Por esto, algunas veces se dice que la radiación solar es una radiación de onda corta.

Por término medio, solamente el 43 por ciento de la radiación de onda corta emitida por el Sol, es absorbida realmente por la superficie del globo terráqueo. El resto es absorbido por la atmósfera o reflejado y difundido por el suelo y la atmósfera.

El ozono contenido en la atmósfera absorbe la mayor parte de la radiación ultravioleta. El único gas que absorbe la radiación visible en cantidades importantes es el vapor de agua. Pero también lo absorben en cantidades variables las nubes y los polvos, según las condiciones del momento.

Cuando hay nubes, sus cimas pueden reflejar una gran parte de la radiación solar que, de esta forma, es devuelta al espacio. También puede ser reflejada una parte de la radiación solar que llega al suelo.

La radiación solar puede ser también difundida en todas las direcciones por los gases y las partículas contenidas en la atmósfera. Una parte de esta radiación difundida es, por lo tanto, devuelta al espacio, mientras que otra parte se transmite a la superficie de la Tierra y se llama radiación difusa.

En consecuencia, la radiación total que llega a la superficie del globo terrestre es la suma de la radiación directa y de la difusa. Esta suma se llama radiación solar global.

3.2 Radiación terrestre

La radiación de onda corta emitida por el Sol que es absorbida por la superficie terrestre se convierte en calor. La temperatura media de la superficie de la Tierra es de 15°C, aproximadamente.

Esta temperatura es evidentemente menor que la de la fotosfera solar que es del orden de 6.000°C. Por lo tanto, la Tierra emite radiación de gran longitud de onda principalmente en la banda 4.0 μ y 80 μ, que es lo que se llama radiación terrestre.

Aproximadamente, a 10 μ la Tierra radía la mayor cantidad de energía. Esta radiación terrestre está situada más bien en la parte infrarroja que en la parte visible, lo que la diferencia de la radiación solar cuya intensidad máxima está en la visible alrededor de 0,5 μ.

Las sustancias que no absorben más que pequeñas cantidades de radiación solar son, por el contrario, buenos emisores y buenos absorbentes de la radiación de gran longitud de onda de la Tierra.

Cada gas atmosférico es un absorbente selectivo de la radiación terrestre. Sólo absorben algunas longitudes de onda dejando pasar las otras. Por ejemplo: el ozono no absorbe moderadamente el infrarrojo más que en la banda de 9,6 μ y 15 μ.

El vapor de agua y el anhídrido carbónico son absorbentes importantes de la radiación terrestre. Entre los dos absorben la mayoría de las longitudes de onda de esta radiación. Sin embargo, una parte de la misma atraviesa directamente esos dos gases. Son las longitudes de onda comprendidas en la banda de 8 μ y 13 μ, que se conoce con el nombre de "ventana atmosférica".

Las nubes, cuando existen, son incluso mejores absorbentes de la radiación de gran longitud de onda. La radiación terrestre que reflejan es prácticamente despreciable, mientras que, por el contrario, la reflexión de la radiación solar es importante.

La absorción de la radiación terrestre calienta el vapor de agua, el anhídrido carbónico y las nubes de la atmósfera, los cuales a su vez emiten una radiación propia de gran longitud de onda. Una parte de la energía así originada vuelve a la superficie terrestre, de modo que la Tierra recibe a la vez la radiación de onda corta que proviene del Sol y la radiación de onda larga que viene de la atmósfera.

Cuando el cielo no está completamente cubierto, una parte de la radiación terrestre se escapa directamente al espacio, a través de la "ventana atmosférica". Otra parte de esta radiación de gran longitud de onda absorbida por el vapor de agua, el anhídrido carbónico y las nubes, también es radiada después al espacio exterior.

Durante la noche, la radiación solar cesa, pero los otros procesos continúan. Entonces la Tierra transmite energía al espacio, contrariamente a lo que sucede durante el día.

3.3 Otros procesos de intercambio de calor

El intercambio de calor entre la superficie terrestre y la atmósfera no se debe únicamente a la radiación. También puede tener lugar por conducción y por convección.

En el proceso de conducción, el calor pasa de un cuerpo, más caliente a otro más frío, sin que haya transferencia de materia. Los choques moleculares que se producen cuando las moléculas más rápidas y más calientes golpean a las más frías y lentas se traducen en una aceleración de estas últimas.

PARTE I - METEOROLOGIA GENERAL

INTRODUCCION

Esta parte, que es la primera de las que están dedicadas específicamente a la meteorología, trata de diferentes aspectos de la ciencia meteorológica que permiten que el observador comprenda cuáles son los objetivos de los trabajos que se le encomiendan. De esta forma estará en mejores condiciones para efectuar buenas observaciones.

Este curso de Meteorología General trata en primer lugar, en el Capítulo I, de la composición de la atmósfera y luego, en el Capítulo II, de las diferentes capas de la misma. Los diversos aspectos de la meteorología física y dinámica se exponen en los Capítulos III a XIII.

En los Capítulos XIV y XV se estudian respectivamente los vientos locales y los fenómenos locales violentos. La meteorología sinóptica se estudia en los Capítulos XVI a XIX. Finalmente, el Capítulo XX es una introducción a los diferentes aspectos de la circulación general de la atmósfera.

Lógicamente, el estudiante que empieza el estudio de este curso debe conocer ya las diferentes cuestiones tratadas en el Volumen I, "Ciencias de la Tierra". Sin embargo, algunas veces, será muy difícil volver a leer determinados capítulos apropiados de dicho volumen, en el caso de que el estudiante no haya adquirido todos los conocimientos básicos necesarios para asimilar un tema particular.

Los gases son malos conductores del calor. Por lo tanto, la conducción, como medio de intercambio de calor, no es importante más que en las capas muy delgadas de aire, que están en contacto directo con la superficie terrestre. En general, el espesor de estas capas no pasa de algunos centímetros y fuera de ellas la transferencia de calor por conducción es despreciable.

Ya se había visto en el párrafo 9.1 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que la propagación del calor en la atmósfera se hacía, sobre todo, por convección. En este proceso, es el propio cuerpo el que transporta calor cuando se desplaza. Si la temperatura de la atmósfera aumenta, la presión varía. Por lo tanto, el aire caliente se eleva y el frío desciende para reemplazarlo produciéndose corrientes de convección que remueven el aire.

Los meteorólogos distinguen entre calor sensible que puede percibirse con los sentidos y calor latente que no puede ser percibido directamente. El calor latente o "calor oculto" es el que hay que añadir a una sustancia para que pase del estado sólido al líquido o del estado líquido al gaseoso sin cambiar la temperatura (véase el párrafo 7.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

Las corrientes de convección que se producen en la atmósfera no transportan solamente calor sensible, sino que también transportan calor latente almacenado en el vapor de agua. Este calor latente entra en la atmósfera cuando se evapora agua de la superficie terrestre, y se libera en las capas superiores cuando el vapor de agua se condensa para formar nubes.

3.4 Balance energético de la atmósfera

Se había visto en el párrafo 8.3 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que, desde hace siglos, la temperatura promedio próxima a la superficie de la Tierra permanecía casi constante a 15°C, aproximadamente. Por lo tanto, la Tierra se encuentra en equilibrio radiativo, ya que emite tanta energía como la que recibe.

Por término medio, el 65 por ciento de la radiación emitida por el Sol es absorbida por la Tierra y su atmósféra. Esta radiación tansformada en calor origina una elevación de la temperatura en ambas.

La radiación que proviene del Sol proporciona la energía necesaria para las corrientes de la atmósfera y de los océanos. Pero esta radiación no se pierde, simplemente se transforma en calor o en energía cinética de partículas en movimiento.

En realidad, la energía solar puede transformarse varias veces en el transcurso de los diferentes procesos de intercambio de calor entre la Tierra y su atmósfera. Esto es lo que se ha visto en los párrafos precedentes.

En ciertos casos, la energía solar absorbida por el sistema Tierra-atmósfera es de nuevo radiada al espacio. Pero emitiendo aproximadamente tanta energía como recibe, este sistema permanece en equilibrio radiativo.

Sin embargo, se había visto en el párrafo 8.12 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" que este equilibrio no se daba en todas las latitudes. En la región comprendida entre los paralelos 35°N y 35°S, la energía absorbida es mayor que la radiada hacia el espacio. Esta región se caracteriza, pues, por un exceso de energía. Por el contrario, en las regiones comprendidas entre 35° y los polos, existe un déficit de energía.

Los meteorólogos han calculado las temperaturas que se observarían si en cada latitud se lograse el equilibrio radiativo sin intercambio de calor entre las diferentes latitudes. En este caso, el gradiente térmico meridional sería muy importante. Realmente, el gradiente térmico meridional promedio observado es mucho menor pues se reduce notablemente debido a la transferencia de calor que se produce entre las bajas y las altas latitudes, tanto en la atmósfera como en los océanos.

La propagación de la energía, a lo largo de los meridianos, se facilita debido a los torbellinos a gran escala (altas y bajas) que se desarrollan en las regiones de fuerte gradiente térmico horizontal. También las corrientes oceánicas transportan energía de los trópicos a los polos.

3.5 Efecto de la radiación en la superficie terrestre

La radiación solar que llega a la superficie de la Tierra sufre diversas influencias. Como casos extremos, puede ser casi en su totalidad reflejada o casi enteramente absorbida. Estas influencias dependen muchísimo de la naturaleza de la superficie que recibe la radiación.

Se define el albedo de una supeficie como la razón entre la cantidad de radiación global reflejada por la superficie y la radiación global incidente.

Por lo tanto, se puede escribir:

$$\text{albedo (de una superficie)} = \frac{\text{radiación global reflejada por la superficie}}{\text{radiación global incidente}}$$

La nieve refleja una gran parte de la radiación que recibe. El albedo de las superficies cubiertas de nieve varía entre 0,80 cuando la nieve es reciente y 0,50 cuando es sucia y de cierto tiempo.

Las superficies terrestres más comunes - es decir: los bosques, las praderas, las tierras de labor y los desiertos rocosos - tienen un albedo comprendido entre 0,10 y 0,20; pero el albedo de una superficie arenosa puede alcanzar 0,30, mientras que el de una región cubierta por bosques sombríos no pasa de 0,05, aproximadamente.

El agua absorbe una gran parte de la radiación incidente cuando el Sol está en lo alto del cielo. Por el contrario, refleja la mayor parte cuando el Sol está cerca del horizonte.

3.6 Diferencias de temperatura entre los continentes y los mares

El aumento de la temperatura de la superficie terrestre por efecto de la radiación es variable. Depende, de una parte, de la profundidad a que penetra la radiación y, de otra parte, del calor específico de la matèria.

El calor específico de una sustancia es la cantidad de calor necesaria para elevar 1°C la temperatura de su unidad de masa. A excepción del hidrógeno, el agua es la sustancia que tiene mayor calor específico, es decir: necesita una cantidad importante de calor para elevar 1°C su unidad de masa.

La arena absorbe la radiación en cantidades variables según su color. Su calor específico es bajo y, por lo tanto, su temperatura aumenta rápidamente por efecto del calor. Por otra parte, es un mal conductor ya que únicamente una capa delgada de arena absorbe la radiación. En consecuencia, la temperatura de una superficie arenosa aumenta rápidamente durante el día.

Por la noche, como no hay radiación incidente, la arena pierde su calor por radiación y se enfría progresivamente. Esta es la razón por la cual las oscilaciones diarias de temperatura de las superficies arenosas son tan importantes. La insolación produce los mismos efectos sobre las superficies rocosas o de tierra.

Cuando el Sol está alto en el cielo, el agua absorbe una gran parte de la radiación incidente. Pero como su calor específico es elevado, su temperaaumenta lentamente. Parte de la radiación incidente penetra en el agua hasta una profundidad de algunos metros. Luego, por efecto de la mezcla que se produce en las capas superficiales, el calor se propaga hasta una profundidad considerable. Además, una parte de la energía absorbida por el agua se transforma en calor latente durante el proceso de evaporación.

Durante el día, la temperatura de la superficie del mar no aumenta tan rápidamente como la de la superficie continental. Por la noche, en ausencia de radiación incidente, el agua pierde calor por radiación. Pero como la cantidad de calor almacenada en profundidad es generalmente importante, la variación de temperatura en superficie es muy pequeña. Las oscilaciones entre las temperaturas diurnas y nocturas de la superficie del mar son, por lo tanto muy pequeñas.

La temperatura de los gases atmosféricos está influenciada indirectamente por la de la superficie terrestre. En nuestra vida cotidiana nos interesa sobre todo la temperatura del aire, que será el tema del próximo capítulo.

CUESTIONARIO

1. La atmósfera ¿cómo absorbe, refleja y difunde la radiación solar?

2. ¿Qué se entiende por radiación terrestre? ¿Cuáles son los efectos de la atmósfera sobre esta radiación?

3. ¿Qué diferencia hay entre calor sensible y calor latente? Explíquese la transferencia de calor desde una superficie líquida hasta las regiones de la atmósfera donde se forman las nubes.

4. Redáctense breves notas sobre:

   a) el albedo;

   b) la "ventana atmosférica".

5. Explíquese la variación diurna de la temperatura en los siguientes casos:

   a) superficie oceánica;

   b) desierto de arena.

CAPITULO IV

TEMPERATURA DEL AIRE

El concepto más elemental de temperatura es el resultado de una sensación. En efecto, cuando se toca un cuerpo se dice que está caliente o frío, según la sensación que se experimente.

Pero esta idea es insuficiente. La temperatura de un cuerpo es la condición que determina si el cuerpo es apto para transmitir calor a otros o para recibir el calor transmitido por éstos. En un sistema compuesto por dos cuerpos, se dice que uno de ellos tiene mayor temperatura cuando cede calor a otro.

En este capítulo se tratará principalmente de la temperatura del aire, estudiándose primero cómo se mide, y después cómo varía en el tiempo y en el espacio.

4.1 Principios fundamentales de la medida de la temperatura

Debido al perfeccionamiento de los métodos científicos, actualmente es necesario medir la temperatura con mucha precisión. Se ha observado que, cuando aumentaba la temperatura de un cuerpo, se modificaban ciertas características físicas del mismo. Por ejemplo: los cuerpos sólidos, líquidos o gaseosos se dilatan. También pueden producirse cambios de estado: los sólidos funden y los líquidos hierven.

El termómetro es el instrumentos que sirve para medir la temperatura. Para su realización se utilizan un gran número de propiedades físicas de la materia, principalmente la dilatación de los sólidos, de los líquidos y de los gases, y la variación de la resistencia eléctrica en función de la temperatura.

Los instrumentos para medir temperaturas muy elevadas se llaman pirómetros. Entre éstos se encuentran los pirómetros de radiación que reaccionan a las radiaciones caloríficas que emiten los cuerpos y poseen la ventaja de no tener que estar en contacto con el cuerpo cuya temperatura se quiere medir.

Sin embargo, es necesario tener en cuenta que la temperatura no tiene dimensiones materiales y que, por lo tanto, no puede medirse de la misma forma que se utiliza, por ejemplo, para una longitud. Si un objeto tiene 15 m de largo, basta llevar 15 veces consecutivas la unidad de longitud de un extremo a otro. En el caso de la temperatura esto no es posible.

Se determinarán simplemente dos puntos fijos cuyas temperaturas puedan ser reproducidas en todo momento, por corresponder a características físicas bien determinadas de sustancias dadas. Después, a las temperaturas de estos dos puntos, se les asigna un valor numérico y luego se efectúa la división del intervalo comprendido entre los puntos fijos de la escala de temperatura.

No hay que olvidar que se trata de divisiones de temperatura y no de unidades. Así, 20°C no es dos veces la temperatura 10°C; 10°C y 20°C corresponden a la décima y a la vigésima división de la escala centígrada comprendida entre los puntos fijos a los que se les atribuyen los valores 0°C y 100°C.

4.2 Escalas Celsius y Fahrenheit de temperatura

Las escalas prácticas de temperatura se basan en dos puntos fijos. Estos puntos corresponden a temperaturas que pueden reproducirse fácilmente. Los dos puntos fijos reconocidos internacionalmente son el punto de fusión del hielo y el punto de ebullición del agua.

El punto de fusión del hielo es la temperatura a la cual el hielo puro funde cuando la presión externa es igual a una atmósfera normal. Esta presión es la que equilibra una columna de mercurio de 76,0 cm de altura y es igual a 1013,25 hPa. (Como se verá a continuación, en el párrafo 4.4, el punto de fusión del hielo está ligado al punto triple del agua pura, que se considera como punto fijo fundamental).

El punto de ebullición del agua es la temperatura a la cual el agua pura hierve cuando la presión externa es igual a una atmósfera normal.

Las dos escalas de temperatura que se utilizan más frecuentemente son la escala Celsius y la Fahrenheit.

En la escala Celsius 0°C corresponde al punto de fusión del hielo, mientras que 100°C corresponde al punto de ebullición del agua.

En la escala Fahrenheit al punto de fusión del hielo se le asigna 32°F y al punto de ebullición del agua le corresponde 212°F.

Se observará que entre el punto de fusión del hielo y el punto de ebullición del agua hay 180 divisiones en la escala Fahrenheit, mientras que en la escala Celsius sólo hay 100. Por lo tanto, a cada división de la escala Celsius le corresponde 180/100 ó 9/5 de división de la escala Fahrenheit.

Por otra parte, la temperatura asignada al punto de fusión del hielo en la escala Fahrenheit excede en 32° a la temperatura correspondiente a este punto de la escala Celsius.

La Figura 4.1 ilustra la relación que existe entre estas dos escalas.

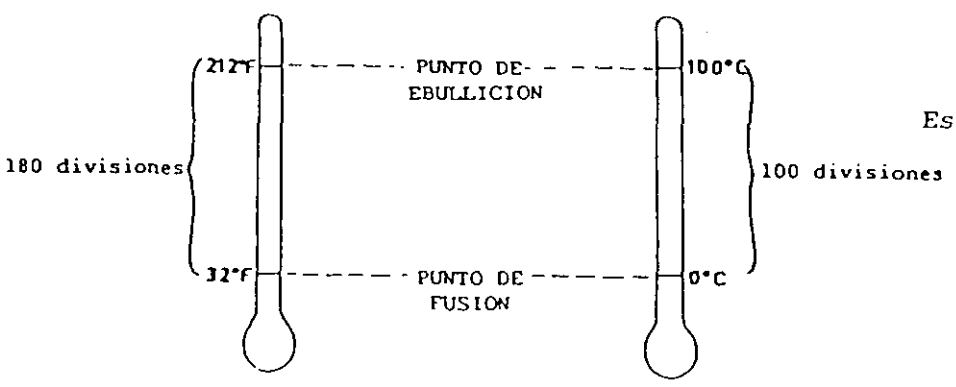


Figura 4.1
Escalas de temperaturas

4.3 Conversión de la temperatura de una escala a otra

Para obtener el valor de la escala Fahrenheit que corresponde a una temperatura dada en la escala Celsius se puede aplicar la fórmula siguiente:

$$F = \frac{9}{5} C + 32 \qquad \ldots\ldots(4.1)$$

en la cual

F = temperatura en grados Fahrenheit
C = temperatura en grados Celsius.

Por ejemplo: para convertir la temperatura de 20°C en grados Fahrenheit, la fórmula (4.1) nos da:

$$F = \frac{9}{5} (20) + 32$$

o sea:

$$F = 36 + 32$$
$$F = 68$$

lo que indica que las temperaturas 20°C y 68°F son idénticas.

Para obtener el valor de la escala Celsius que corresponde a una temperatura dada en la escala Fahrenheit, podemos transformar la ecuación (4.1) de la siguiente manera:

$$(F - 32) = \frac{9}{5} C$$

o sea:

$$C \frac{5}{9} = (F - 32) \qquad \ldots\ldots(4.2)$$

Por ejemplo, si F = 95°F, se obtiene, utilizando la ecuación (4.2):

$$C \frac{5}{9} = (95 - 32)$$

$$C \frac{5}{9} = (63)$$

$$C = 35$$

lo que demuestra la equivalencia de las temperaturas 95°F y 35°C.

4.4 Escala Kelvin de temperatura

Para los trabajos científicos se utiliza mucho otra escala de temperaturas llamada escala Kelvin. La relación entre esta escala y la escala Celsius viene dada por la fórmula:

$$K = 273,15 + C \qquad \ldots\ldots(4.3)$$

en la cual K = temperatura en grados Kelvin.

Por ejemplo: 20°C equivale a 293,15 K.

Esta escala también se llama escala absoluta de temperatura.

El punto fijo fundamental de esta escala Kelvin es el punto triple del agua pura, es decir la temperatura a la cual el agua está en equilibrio simultáneamente en sus tres estados: sólido, líquido y gaseoso. La temperatura asignada a este punto es 273,16 K, es decir, 0,01 K mayor que la del punto de fusión del hielo.

4.5 Procesos físicos empleados en termometría

Existen numerosos tipos de termómetros y en general están basados en los siguientes efectos del calor:

a) dilatación del líquido encerrado en un tubo de vidrio;

b) dilatación de un líquido dentro de una envoltura metálica sellada y que provoca un aumento de presión;

c) desarrollo de una fuerza electromotriz entre las soldaduras de un circuito formado por dos metales diferentes (termómetro de termopar);

d) cambio de curvatura de una banda de metal compuesta por dos láminas metálicas que tienen coeficientes de dilatación diferentes y que están soldados en toda su longitud (termómetro de lámina bimetálica);

e) variación de la resistencia eléctrica de un hilo de platino;

f) variación de la resistencia de una mezcla especial de sustancias químicas (termómetro de termistancia).

Algunos de estos efectos se utilizan también en los termógrafos, que son termómetros registradores que dan una gráfica continua de las temperaturas.

4.6 Principales tipos de termómetros

A continuación se dan datos sobre la estructura y funcionamiento de los principales modelos de termómetros.

a) Termómetros de líquido en tubo de vidrio

Los líquidos que se utilizan más frecuentemente son el mercurio y el alcohol etílico. El mercurio no se puede emplear como líquido termométrico más que por encima de los -36°C, ya que su

punto de congelación se encuentra justamente a esta temperatura. Para temperaturas más bajas, el alcohol etílico puro de 100/100 da resultados satisfactorios.

Este termómetro está constituido por un depósito de vidrio, esférico o cilíndrico, que se prolonga por un tubo capilar también de vidrio, cerrado en el otro extremo. Por el calor, el líquido encerrado en el depósito pasa al tubo y hace subir la columna capilar. La temperatura se lee sobre la graduación que corresponde al extremo de la columna de líquido cuando deja de ascender.

Existen termómetros de líquido en tubo de vidrio especialmente construidos para medir la temperatura más alta (máxima) o la más baja (mínima) que experimenta el termómetro.

b) Termómetros de líquido en envoltura metálica

El órgano sensible de este termómetro es, realmente, un manómetro calibrado para indicar temperaturas. Este tipo de instrumento se utiliza a menudo como termómetro en los motores de automóvil.

Algunos termógrafos también están basados en este principio. En este caso, el estilete tiene en su extremo una pluma con tinta que se desplaza sobre un diagrama arrollado en un cilindro que gira a velocidad constante.

c) Termopar

Un termopar se compone de dos hilos de metales diferentes, soldados en sus extremos. Cuando las temperaturas de cada soldadura son diferentes, se origina una fuerza electromotriz que es función de esta diferencia de temperaturas, la cual viene indicada por un voltímetro calibrado para este fin.

Los termopar se utilizan mucho como pirómetros, es decir, como instrumentos para medir temperaturas muy elevadas. También en ciertas aplicaciones especiales se emplean para medir bajas temperaturas.

d) Termómetros bimetálicos

El órgano sensible llamado lámina bimetálica está formado por dos láminas metálicas escogidas entre metales que tengan sus coeficientes de dilatación lo más diferente posible, y están soldadas una contra la otra, a lo largo de toda su longitud. Cuando la temperatura varía, una de las láminas se dilata más que la otra, obligando a todo el conjunto a curvarse sobre la lámina más corta.

Las láminas bimetálicas pueden estar inicialmente enrolladas en espiral. En este caso la lámina interior está hecha del metal que se dilata más, de esta forma cuando la temperatura aumenta, la espiral se desenrolla. Este movimiento se amplifica por un sistema de palancas sujetas a la extremidad libre de la espiral y que termina en una aguja que indica la temperatura.

Este principio generalmente se emplea en los termógrafos para obtener un registro continuo de la temperatura.

e) Termómetros de resistencia de platino

El principio en que se basa el funcionamiento de este termómetro es la variación de resistencia de un hilo de platino en función de la temperatura. Una pila proporciona la corriente eléctrica y un aparato de medida permite traducir las variaciones de resistencia en indicaciones de temperatura. También se puede construir este tipo de instrumentos de forma tal que proporcionen un registro continuo de la temperatura (termógrafo).

El termómetro de resistencia de platino es un instrumento muy preciso que permite medir una gran gama de temperaturas.

f) Termistores

La conductividad de ciertas sustancias químicas varía notablemente con la temperatura; su resistencia eléctrica disminuye cuando la temperatura aumenta. Esta propiedad es la que se aprovecha para construir los termómetros de termistancias.

Estos instrumentos tienen la ventaja de que son robustos y de pequeñas dimensiones, y por esta razón se utilizan como termómetros de los radiosondas (aparatos que se elevan en la atmósfera libre por medio de globos y miden, entre otras cosas, las temperaturas del aire superior). La resistencia del circuito eléctrico varía a medida que la temperatura cambia con la altura.

Estas variaciones modulan las señales radioeléctricas transmitidas a un receptor que se encuentra en la superficie de la Tierra. Estas señales se registran en un diagrama que, una vez analizado, permite determinar la temperatura del aire a diferentes niveles hasta una altitud de 30 km, aproximadamente.

4.7 Medida de la temperatura del aire

Un termómetro (o un termógrafo) indica la temperatura de su propio órgano sensible, la cual puede ser distinta de la temperatura del aire que queremos medir. Así, el calor que se propaga en la atmósfera no afecta casi nada a la temperatura del aire, mientras que por el contrario es absorbida por el órgano sensible del termómetro.

También es importante asegurarse de que el aire en contacto con el termómetro es una muestra representativa de aquél cuya temperatura queremos medir. En efecto, el aire puede sufrir un recalentamiento poco antes de entrar en contacto con el termómetro y entonces la medida es errónea.

4.8 Temperatura del aire en superficie

En lenguaje meteorológico, se entiende por temperatura del aire en superficie la temperatura del aire libre a una altura comprendida entre 1,25 y 2 m sobre el nivel del suelo. Generalmente se admite que esta temperatura es representativa de las condiciones a que están sometidos los seres vivientes en la superficie de la Tierra.

Esta temperatura del aire así definida puede, sin embargo, ser diferente de la temperatura del suelo. En un día cálido y soleado, la temperatura del suelo puede ser mayor que la temperatura del aire en superficie, mientras que, por lo contrario, puede ser netamente menor durante las noches frías o glaciales.

4.9 Exposición de los termómetros

Para que los termómetros den una lectura representativa de la temperatura del aire deben estar protegidos de la radiación solar, de la Tierra y de la de todos los cuerpos que les rodean; pero, al mismo tiempo, deben estar convenientemente ventilados para que indiquen la temperatura del aire libre que circula en las proximidades.

Los dos métodos de protección que se emplean generalmente son:

a) el abrigo meteorológico de persianas;

b) las pantallas de metal pulido con ventilación artificial del termómetro.

En cualquier caso, el equipo deberá estar instalado de tal manera que garantice que las medidas son representativas del aire que circula en el exterior y que no están influenciadas por condiciones artificiales, tales como grandes edificios o extensas superficies de cemento o de hormigón.

Cuando sea posible, el suelo debajo del instrumento deberá estar cubierto de hierba corta y en los lugares en que la hierba no crezca basta con la superficie natural del suelo y de la región.

La Guía de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-N° 8) contiene información detallada sobre las especificaciones necesarias para los abrigos meteorológicos y para los termómetros de ventilación artificial.

4.10 Variación diurna de la temperatura del aire en superficie

En el transcurso del día, las variaciones de temperatura son mucho menos marcadas sobre el mar que sobre la tierra. La variación diurna de la temperatura del agua del mar en la superficie es generalmente menor que 1°C y, por lo tanto, la temperatura del aire cerca de la superficie del mar tiene poca variación cuando hay calma.

Por el contrario, para las regiones desérticas situadas en el interior de los continentes, la temperatura del aire puede variar hasta 20°C entre el día y la noche. Cerca de las costas, esta variación de la temperatura depende mucho de la dirección del viento: la amplitud de la variación es muy marcada si el viento viene de tierra, pero es más débil si el viento viene del mar. Las brisas locales de tierra y mar también tienden a atenuar la amplitud diurna de la temperatura.

Por regla general, cuando hay calma la variación diurna de la temperatura del aire en superficie es más marcada. Si hay viento, el aire es removido en un espesor muy grande. Las ganancias y pérdidas de calor que se producen respectivamente durante el día y la noche, se reparten en un gran número de moléculas de aire. Como resultado la amplitud diurna de la temperatura puede disminuir cuando hay viento.

En un lugar dado, la nubosidad reduce la amplitud de la variación diurna de la temperatura. Durante el día, las nubes no absorben o no difunden más que una pequeña parte de la radiación solar. La mayor parte de esta radiación es reflejada hacia el espacio y no alcanza, por lo tanto, la superficie de la Tierra.

Por el contrario, de noche, las nubes absorben la radiación de onda larga emitida hacia el espacio por la superficie terrestre y remiten esta energía calorífica a la superficie de la Tierra. Las nubes hacen, pues, el papel de una tapadera que impide que la superficie terrestre se enfríe. Por lo tanto, en condiciones nubosas la amplitud de la variación diurna de la temperatura es relativamente pequeña.

También influyen en la amplitud de la variación diurna de la temperatura del aire en superficie, la naturaleza de la superficie terrestre y la conductibilidad térmica de la capa subyacente. Asimismo, tiene importancia la naturaleza del terreno circundante, pues la temperatura de un lugar dado puede ser modificada por el flujo de aire caliente o de aire frío que viene de las zonas circundantes.

Por ejemplo, la radiación nocturna produce un enfriamiento superficial de la Tierra. El aire situado en la proximidad del suelo se enfría y se vuelve más pesado. Si el terreno está en pendiente, este aire frío desciende hacia niveles inferiores (viento catabático). Durante el día se produce el fenómeno inverso a causa del calentamiento de la pendiente, el aire que se encuentra en contacto con el suelo se calienta y sube a lo largo de esta pendiente (viento anabático); el aire más frío y, por lo tanto, más denso, viene a reemplazar por abajo al que se eleva. Sin embargo, un viento anabático es generalmente menos fuerte que un viento catabático, a causa de la gravedad que actúa en contra del movimiento ascendente.

La influencia del medio ambiente circundante se hace evidente en las grandes ciudades. En noches claras y con calma, las temperaturas registradas en el centro de la ciudad pueden sobrepasar en 5°C las observadas a proximidad de terrenos descubiertos. Durante el día, las temperaturas están igualmente influenciadas por el calor desprendido por los edificios de la ciudad y por todo género de actividades que en ella se desarrollan.

4.11 Variación de la temperatura con la altura

Ya se ha visto en el párrafo 2.2 que, en general, la temperatura disminuye con la altura. Esta variación decreciente de la temperatura en función de la altura se llama gradiente térmico vertical.

En la troposfera, el gradiente térmico vertical tiene un valor aproximado de 6°C por kilómetro. Esto significa que si, por ejemplo, la temperatura al nivel del mar es de 15°C, a la altitud de 5 km, aproximadamente, alcanzará el valor de -15°C (o sea: una disminución de 30°C).

En las capas más bajas de la estratosfera la temperatura no varía, prácticamente, con la altura. Por lo tanto, el gradiente térmico vertical es nulo. Entonces se dice que esta parte de la atmósfera es isoterma (que significa "de igual temperatura").

Si en ciertas regiones de la atmósfera la temperatura aumenta con la altura, se dice, entonces, que el gradiente de temperatura vertical es negativo. Conviene recordar que, según esto, a un gradiente vertical negativo

le corresponde un aumento de temperatura con la altura. Por ejemplo: si la temperatura aumenta 2°C para un desnivel de 1 km, se dice que el gradiente térmico vertical es igual a -2°C por km.

Normalmente en la troposfera, la temperatura decrece con la altura. El gradiente térmico es, en promedio, positivo e igual a 6°C por km, aproximadamente.

Sin embargo, puede suceder que, en ciertas capas de la troposfera, la temperatura aumente con la altura. En este caso se dice que hay una inversión de temperatura dado que la variación normal de la temperatura en la troposfera está entonces invertida.

Haciéndose referencia otra vez a la Figura 2.1 se ve que también se producen inversiones de temperatura en la parte superior de la estratosfera. Por el contrario, en la mesosfera la temperatura disminuye por término medio cuando se asciende, es decir: el gradiente térmico vertical es positivo.

En la termosfera, la temperatura crece con la altura y, por lo tanto, el gradiente térmico vertical vuelve a ser negativo en esta región de la atmósfera.

La temperatura de la atmósfera afecta a su densidad, la cual determina el peso de la columna de aire que está encima de la superficie sobre la cual se ejerce este peso, es decir: la presión atmosférica. En el capítulo siguiente se estudiarán ciertas características de la presión atmosférica.

CUESTIONARIO

1. Cuando un cuerpo se calienta, algunas de sus propiedades físicas se modifican. Cítense algunos ejemplos. Descríbanse algunos de los procesos físicos empleados en termometría.

2. Escríbase la fórmula de conversión de las temperaturas Fahrenheit en temperaturas Celsius. ¿Cuál es la temperatura Celsius equivalente a una temperatura de 86°F?

3. Dígase brevemente lo que se sepa sobre:

   a) el termómetro bimetálico;

   b) la escala de temperatura Kelvin;

   c) las inversiones de temperatura;

   d) el viento catabático.

4. ¿Qué se entiende por temperatura del aire en superficie? ¿Por qué esta temperatura difiere de la temperatura del suelo?

5. Hágase una breve exposición sobre la variación diurna de la temperatura del aire en superficie.

CAPITULO V

PRESION ATMOSFERICA

La atmósfera ejerce sobre el hombre una presión permanente debido al peso de los gases que la componen. Además, esta atmósfera está constituida por millares de millones de moléculas y átomos que se agitan alrededor y encima de él a grandes velocidades, chocan unos contra otros y golpean la superficie de la Tierra, los seres humanos y todos los cuerpos que se encuentran.

El estudio de la presión atmosférica constituye una parte fundamental de los tratados de Meteorología. Las diferencias de presión en el seno de la atmósfera son el origen de las grandes corrientes atmosféricas. Los vientos y, finalmente, todos los elementos meteorológicos, cualesquiera que sean, aumentan debido a estas diferencias de presión.

5.1 Naturaleza de la presión atmosférica

En física, los científicos hacen una distinción entre fuerza y presión. La presión es la fuerza ejercida por unidad de superficie.

Las moléculas y los átomos de nitrógeno, oxígeno y de todos los otros gases atmosféricos tienen peso. El peso total del aire contenido en una columna, de sección transversal unitaria, considerada desde un nivel cualquiera hasta el límite exterior de la atmósfera, se denomina presión atmosférica.

Como las moléculas de aire se desplazan en todos los sentidos, ejercen su presión en todas las direcciones. Esto se demuestra de la forma siguiente: se llena un vaso de agua hasta el borde y se coloca una hoja de cartulina cubriendo su boca. Si se invierte el vaso con precaución (véase la Figura 5.1) se comprueba que la cartulina continúa fuertemente pegada contra la boca del vaso.

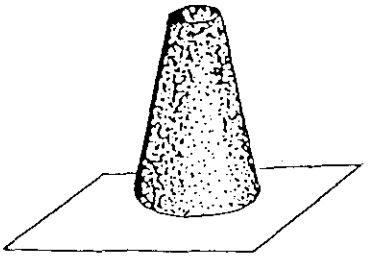


Figura 5.1
La presión del aire se ejerce en todas las direcciones

Esta demostración prueba que la presión atmosférica es mayor que la presión ejercida por el agua hacia abajo en virtud de su peso. Si se gira lentamente el vaso en todas las direcciones, se puede comprobar que la presión atmosférica actúa tanto lateralmente como hacia arriba.

En las proximidades de la Tierra, la presión es siempre más alta puesto que su valor es igual al peso de la columna de aire situado encima de la unidad de superficie sobre la cual se ejerce. A medida que se asciende, el número de moléculas y átomos de aire que se encuentran encima del observador disminuye y, por lo tanto, la presión atmosférica decrece cuando la altura aumenta.

5.2 Unidades de presión atmosférica

Cerca de la superficie terrestre, la presión atmosférica es de 10^5 newtons por metro cuadrado aproximadamente, lo que equivale a 10^5 Pascales (= 1 bar).

Debido a las ligeras variaciones que se producen en el transcurso de un día, se utiliza una unidad más pequeña que pueda señalar estas variaciones. En meteorología se emplea como unidad de medida de la presión la centena de pascales o el hectopascal (hPa) que equivale a un milibar.

por ejemplo: 10^5 Pascales (= 1 bar) = 1.000 hPa.

Una presión de un hectopascal es pues la presión ejercida por una fuerza de 100 newtons por cada metro cuadrado de superficie en contacto con el aire.

Por ejemplo: tomemos un tubo de vidrio de 1 metro de longitud. Lo llenamos de mercurio y lo invertimos sobre una cubeta que también contiene mercurio. La columna de mercurio desciende en el tubo y se estabiliza a una cierta altura, dejando en la parte superior del tubo sobre la superficie libre de mercurio un vacío (véase la Figura 5.2). Este experimento muestra que la presión atmosférica es capaz de equilibrar el peso de la columna de mercurio contenida en el tubo.

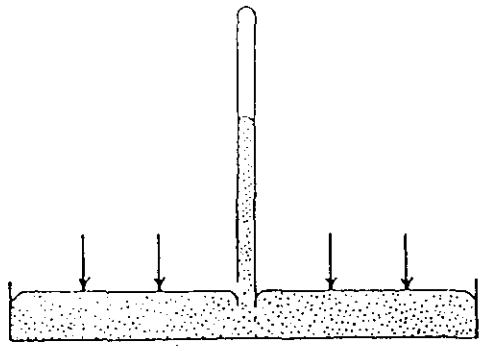


Figura 5.2
Experimento mostrando que la presión atmosférica es capaz de equilibrar el peso de una columna de mercurio

La altura de la columna de mercurio varía evidentemente con la temperatura del mercurio y su peso en función de la gravedad en el lugar de observación. Por lo tanto, y con el fin de hacer las observaciones comparables entre sí, los meteorólogos reducen la altura de la columna de mercurio a la que tendría si las condiciones de temperatura y de gravedad fuesen normales. Se ha escogido como valor normal de la temperatura la del hielo fundente (0°C) y como valor normal de la aceleración de la gravedad la constante $g=9.80665\ ms^{-2}$.

Si, en estas condiciones normales, la presión atmosférica puede equilibrar el peso de una columna de mercurio de 760 mm de altura, se dice entonces que la presión es igual a una atmósfera normal. Esta presión es equivalente a 1013,250 hPa.

Por lo tanto, en condiciones normales, se tendrá que si:

760 mm de mercurio equivalen a 1013,250 hPa,
1 mm de mercurio equivaldrá a 1,333224 hPa.

Esta unidad se llama milímetro de mercurio normal.

5.3 Medida de la presión atmosférica

Se llama barómetro al instrumento que permite medir la presión atmosférica. La palabra barómetro se deriva de las dos voces griegas "baros" (peso) y "metron" (medida).

Comúnmente se emplean dos tipos de barómetro: los barómetros de mercurio y los barómetro aneroides. El nombre aneroide viene de la palabra griega "neros" (líquido) y del prefijo negativo "a" (sin). Por lo tanto, contrariamente al barómetro de mercurio (líquido), el barómetro aneroide no contiene fluido.

5.4 Barómetros de mercurio

En 1643, el científico italiano Torricelli realizó el experimento siguiente: cogió un tubo de vidrio de 80 cm, aproximadamente, de longitud, cerrado en uno de sus extremos. Lo llenó de mercurio y luego lo invirtió, introduciendo la extremidad inferior abierta en un recipiente que contenía mercurio.

Torricelli comprobó que el nivel del mercurio bajaba en el tubo y se estabilizaba a una altura de 0,76 m, aproximadamente, sobre la superficie libre del mercurio contenido en el recipiente. Explicó este fenómeno enunciando que la atmósfera debía ejercer una presión sobre la superficie libre del mercurio de la cubeta y que su valor debía ser igual a la ejercida por el peso de la columna contenida en el tubo.

Este fue el primer barómetro de mercurio. La altura vertical de la columna de mercurio no depende de la inclinación del tubo. El valor de la presión atmosférica puede ser, por lo tanto, expresada en altura de mercurio. Sin embargo, esta altura debe ser corregida para reducirla a la que tendría en las condiciones normales de temperatura y de aceleración de la gravedad.

Generalmente, las estaciones meteorológicas están equipadas con dos tipos de barómetros de mercurio: el barómetro Fortin y el barómetro de cubeta fija (llamado a menudo barómetro de tipo Kew).

Como lo que se trata es de medir la distancia entre el extremo de la columna de mercurio y el nivel superior del mismo en la cubeta y toda variación de la altura de la columna de mercurio supone un cambio de nivel de mercurio en la cubeta, es necesario, para evitar esta dificultad, recurrir a una de las siguientes soluciones:

a) en el barómetro Fortin, el nivel del mercurio en la cubeta puede hacerse variar poniéndolo en contacto con una punta afilada de marfil, cuya extremidad coincide con el plano horizontal que pasa por el cero de la escala. Por lo tanto, para hacer la lectura de presión en un barómetro Fortin, es necesario ajustar primeramente el nivel de mercurio en la cubeta, de forma que este nivel corresponda al cero de la escala;

b) en el barómetro de cubeta fija (que es a menudo llamado barómetro de tipo Kew), la escala grabada sobre el instrumento se construye de tal forma que compense las variaciones de nivel del mercurio. No hay, por lo tanto, necesidad de ajustar el nivel del mercurio.

5.5 Reducción de las lecturas del barómetro a las condiciones normales

Como la altura de la columna de mercurio de un barómetro no depende sólo de la presión atmosférica, sino también de otros factores (principalmente de la temperatura y de la gravedad), es necesario especificar las condiciones normales en las cuales el barómetro debería teóricamente dar las lecturas reales de la presión. Para las aplicaciones meteorológicas, las escalas de los barómetros de mercurio deberán estar graduadas de forma tal que den directamente las lecturas reales en unidades normales, cuando el instrumento esté sometido a la temperatura normal de 0°C y a la aceleración normal de la gravedad de 9,80665 ms^{-2}.

Con el fin de que las lecturas de los barómetros hechas a horas diferentes y en lugares distintos puedan ser comparables, es necesario hacer las correcciones siguientes:

- corrección por error instrumental;
- corrección por temperatura;
- corrección por gravedad.

a) Corrección por error instrumental

En principio, si la graduación esta bien hecha, la escala de lectura debe permitir calcular con exactitud la diferencia de nivel entre las superficies de mercurio en la cubeta y en el extremo del tubo. Pero en la práctica, a menudo es imposible obtener una fijación o una división exacta de la escala.

Además, el mercurio no moja el vidrio del tubo y, por lo tanto, presenta un menisco convexo (el menisco es la superficie curva que se forma en la extremidad superior del líquido contenido en el tubo). En este caso, la fuerza de cohesión entre las moléculas de mercurio es más grande que la fuerza de adhesión entre el vidrio y el mercurio.

Debido a ello, el nivel del mercurio en el tubo asciende. Por el contrario, el agua sube en los tubos estrechos y su superficie libre se eleva a lo largo de las paredes del tubo (véase el párrafo 12.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra"). En los dos casos, a esto se le llama fenómeno de capilaridad.

También pueden producirse pequeños errores a causa de la presencia de aire residual en el espacio situado sobre la columna de mercurio. Otra causa de errores de lectura proviene de la refracción o de la desviación de los rayos luminosos a través del vidrio del tubo.

En un buen barómetro, estos diferentes errores no deberán exceder de algunas décimas de hectopascal. La suma de todos ellos constituye el error instrumental que figura en el certificado de calibración del instrumento. Este certificado se extiende después de compararlo con un barómetro patrón.

b) Corrección por temperatura

Las lecturas del barómetro deben ser reducidas a los valores que se obtendrían si el mercurio y la escala estuviesen sometidos a la temperatura normal de 0°C.

Los barómetros destinados a fines meteorológicos son calibrados comparándolos con barómetros patrones de gran precisión. En el primer calibrado, todas las diferentes partes del barómetro, tales como el mercurio, las escalas, la cubeta, el tubo de vidrio, etc. se llevan a la temperatura de 0°C. Toda desviación respecto a esta temperatura modifica las dimensiones de los diferentes órganos.

Por esta razón, cada barómetro lleva colocado un termómetro en un sitio tal que indique la temperatura promedio de los diversos órganos que componen el instrumento. Este termómetro se llama termómetro adjunto. Su lectura permite corregir las medidas barométricas reduciéndolas a la temperatura normal de 0°C.

c) Corrección por gravedad

La lectura de un barómetro de mercurio a una presión y a una temperatura dadas depende de la aceleración de la gravedad que, a su vez, varía con la latitud y con la altitud.

Los barómetros se calibran de manera que indiquen lecturas barométricas reales con la aceleración normal de la gravedad o sea: $9{,}80665\ m\ s^{-2}$. Para otro valor de la gravedad, los valores de la presión leídos sobre la escala del barómetro deben ser corregidos.

Si el barómetro se utiliza en un sitio fijo, estas correcciones pueden fácilmente ser calculadas en una sola tabla. Entonces, para obtener la presión al nivel de la estación, es suficiente aplicar una sola corrección: la correspondiente a la temperatura leída en el termómetro adjunto del barómetro.

5.6 Barómetros aneroides

Un barómetro aneroide está constituido por una cápsula metálica flexible herméticamente cerrada, en el interior de la cual se ha hecho completa o parcialmente el vacío. Por la influencia de las variaciones de presión atmosférica, los centros de las dos membranas opuestas de la cápsula barométrica se acercan más o menos. Por ejemplo: si la presión atmosférica aumenta, las paredes de la cápsula tienden a acercarse más la una a la otra.

Un sistema de fuertes resortes impide a la cápsula aplastarse bajo la acción de la presión atmosférica exterior. Por lo tanto, para una presión dada, se producirá equilibrio entre la tensión del resorte y la fuerza ejercida por la presión exterior.

Una de las membranas de la cápsula está fija, mientras que la otra está unida a una aguja que se desplaza delante de un cuadrante graduado en presión. Las deformaciones de la cápsula se amplifican por un sistema de palancas que une la aguja a la membrana móvil de la cápsula.

Un barómetro aneroide debe calibrarse comparándolo con un barómetro de mercurio. Aunque el barómetro aneroide sea menos exacto, tiene sobre el barómetro de mercurio la gran ventaja de ser muy portátil y poco voluminoso, lo que lo hace particularmente práctico para la navegación marítima y para su empleo sobre el terreno.

Las causas de los errores en las medidas hechas con barómetros aneroides son debidas principalmente a la incompleta compensación por temperatura. El debilitamiento del resorte, a consecuencia del aumento de temperatura, da como resultado que la presión indicada por el instrumento sea demasiado alta.

También se producen errores de elasticidad. Si un barómetro aneroide está sometido a una variación rápida e importante de presión, el instrumento no indicará inmediatamente la presión verdadera. Este retraso se llama histéresis y puede pasar un lapso de tiempo considerable antes de que la diferencia entre el valor leído en el barómetro y la presión verdadera sea despreciable.

Asimismo se producen lentas modificaciones de las propiedades del metal de la caja aneroide. Estas modificaciones, llamadas seculares, sólo se pueden calcular comparándolo periódicamente con un barómetro patrón.

5.7 Barógrafos

Un barógrafo es un barómetro registrador que proporciona un diagrama continuo de la presión atmosférica en un determinado intervalo de tiempo. El elemento sensible está constituido generalmente por un dispositivo aneroide.

Está formado por una serie de cápsulas aneroides colocadas unas a continuación de otras, de manera que sus deformaciones se sumen y comuniquen al estilete un movimiento más vigoroso. Un sistema de palancas amplifica la dilatación o la contracción de las cápsulas. Estas deformaciones son transmitidas a un brazo provisto en su extremo de una pluma que se desplaza en arco de círculo sobre una banda de papel arrollada sobre un tambor; éste gira, movido por un aparato de relojería, a razón de una vuelta por semana y así se obtiene un registro continuo de la presión atmosférica en la estación considerada.

5.8 Variación de la presión con la altura

La presión atmosférica en la superficie de la Tierra es igual al peso, por unidad de superficie, de una columna vertical de aire que se extiende desde la superficie de la Tierra hasta el límite exterior de la atmósfera. A medida que se asciende, la presión desciende ya que disminuye la altura de la columna de aire que se encuentra sobre el observador.

Por ejemplo: cerca del nivel del mar, la presión es igual a 1.000 hPa, aproximadamente, mientras que a 5.500 m de altitud ha disminuido a la mitad. El Cuadro 5.1 indica las presiones medias a grandes altitudes en las latitudes medias.

La razón de descenso de la presión con la altitud no es constante. Cerca del nivel medio del mar, por ejemplo, la presión disminuye un hPa aproximadamente, cuando se asciende 8.5 m. Mientras que, cerca de los 5.500 m de altitud, es necesario ascender 15 m para obtener el mismo descenso de presión y, a altitudes mayores, hará falta un desnivel aún mayor para que el barómetro acuse la misma disminución. Estos valores no son más que aproximados, ya que la temperatura influye también en la disminución de la presión con la altitud.

Cuadro 5.1

Variación de la presión con la altitud

Altitud (km)	Presión (hPa)
10	265
20	55,3
30	12,0
40	2,87
50	0,798
60	0,225
70	0,0552
80	0,0104
90	0,0016
100	0,0003

5.9 Reducción de la presión a los niveles normales

La presión deducida de la lectura de un barómetro en la estación (después de las correcciones) se llama presión en la estación. Con el fin de poder comparar las observaciones barométricas hechas en estaciones situadas a diferentes alturas, es necesario, en primer lugar, reducirlas al mismo nivel.

En la mayoría de los países la presión atmosférica observada se reduce al nivel medio del mar. La presión así obtenida se llama presión al nivel medio del mar.

El cálculo de esta presión se basa, en la mayoría de los casos, sobre una hipótesis. En efecto, en las estaciones terrestres, debemos suponer que una columna vertical de aire atraviesa el espesor de la tierra comprendido entre la estación y el nivel medio del mar.

Por lo tanto, para calcular la presión al nivel medio del mar es necesario, primeramente, determinar la presión en la estación y después añadir a este valor el peso de una columna de aire ficticia cuya sección corresponde a la unidad de superficie y que se extiende desde el nivel de la estación al nivel medio del mar.

La altura de esta columna es fija pero su peso es función de su densidad que, a su vez, depende de la temperatura del aire de la columna. Si esta temperatura aumenta, el aire será menos denso y, por lo tanto, disminuirá el peso del aire que tenemos que añadir.

No existen métodos realmente satisfactorios para reducir la presión de las estaciones muy elevadas al nivel medio del mar, ya que es imposible calcular la temperatura media que tendría esta columna de aire ficticio. Solamente se pueden hacer hipótesis.

Ciertos países emplean la temperatura del aire observada en la estación. Este método da resultados satisfactorios cuando la estación no está muy elevada. Otros países emplean la temperatura media de las 12 horas precedentes.

Para estaciones de poca altura, la Organización Meteorológica Mundial ha recomendado un método que figura en la Guía de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-N° 8).

A pesar de las dificultades encontradas, la presión en la estación puede ser reducida al nivel medio del mar de manera satisfactoria en muchas regiones. Los meteorólogos de todo el mundo utilizan mucho los mapas sinópticos de presión al nivel medio del mar. El término "sinóptico" procede de las palabras griegas "syn" (con, junto) y "opsis" (vista). Numerosas estaciones miden la presión simultáneamente, luego la reducen al nivel medio del mar y los valores así obtenidos se anotan sobre mapas sinópticos.

En ciertas regiones de Africa y del Antártico, las estaciones meteorológicas están situadas a más de 1.000 m de altitud. Entonces, estas estaciones, después de haber determinado la presión en la estación, calculan la altitud aproximada de los niveles de 850 hPa o de 700 hPa, lo que les permite trazar después mapas sinópticos relativos a estos niveles de presión.

5.10 Altimetría

Ya se ha visto que existe una estrecha relación entre la presión atmosférica y la altitud. Esta relación se utiliza muchísimo en aviación para determinar la altitud de vuelo de las aeronaves.

Un altímetro barométrico es un barómetro aneroide en el que la graduación de presión se ha reemplazado por una escala graduada directamente en altitudes.

Anteriormente se ha dicho que la presión en la superficie de la Tierra es igual al peso por unidad de superficie de la columna vertical de aire que se extiende desde la superficie terrestre hasta el límite superior de la atmósfera. Por lo tanto, la presión depende de la densidad del aire que, a su vez, depende de la temperatura de la atmósfera. A mayor temperatura, menor densidad.

Las variaciones de temperatura con la altitud introducen, pues, dificultades en los problemas de altimetría. La altimetría trata de la medida de las altitudes con la ayuda de los barómetros aneroides.

Por esta razón, es aconsejable suponer, en primer lugar, una atmósfera convencional en la que las variaciones de la temperatura con la altitud sean conocidas. Esta atmósfera es conocida con el nombre de atmósfera tipo de la OACI. De ella se tratará en el próximo punto.

En la práctica, existen ligeras diferencias entre la atmósfera real y la atmósfera tipo hipotética. Pero es posible ajustar los altímetros de manera que indiquen altitudes exactas.

5.11 Atmósfera tipo de la OACI

La Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) ha definido una atmósfera convencional cuyas características pueden servir de base para

una escala altimétrica. Esta atmósfera se llama atmósfera tipo de la OACI. El Cuadro 5.2 indica alguna de sus características.

En esta atmósfera se han admitido las hipótesis siguientes:

a) El aire es seco. La presión y la temperatura al nivel medio del mar son 1.013,25 hPa y 15°C, respectivamente. El gradiente térmico vertical es igual a 6,5°C por km desde el nivel del mar hasta la tropopausa situada a 11 km, aproximadamente.

b) En la estratosfera inferior, la atmósfera es isoterma hasta una altitud de 20 km, aproximadamente. Después, el gradiente térmico vertical se supone que es negativo y la temperatura aumenta 1,0°C por km. Para los fines de la aviación no es necesario definir la atmósfera tipo por encima de 32 km.

Cuadro 5.2

Algunas características de la atmósfera tipo de la OACI

Altitud aproximada (km)	Presión (hPa)	Temperatura (°C)	Gradiente térmico vertical (°C por km)
0	1.013,25	15	
			6,5
11	226,32	- 56,5	
			0,0
20	54,75	- 56,5	
			- 1,0
32	8,68	- 44,5	

5.12 Correcciones altimétricas - Ajuste del altímetro

Las indicaciones de los altímetros barométricos deben ser corregidas cada vez que las condiciones reales difieren de las definidas en la atmósfera tipo de la OACI.

El altímetro está construido de tal forma que las escalas de altitud y presión puedan desplazarse por rotación una respecto de la otra. Si la presión real o al nivel medio del mar difiere de 1.013,25 hPa, se puede ajustar el instrumento de forma que la altitud cero coincida con la presión que haya al nivel medio del mar.

No se efectúa ningún reglaje del altímetro en el caso de que las temperaturas reales se desvíen de las condiciones normales. Sin embargo, es posible hacer estimaciones basadas en las temperaturas observadas al nivel del vuelo y en la superficie. Por ejemplo: si la temperatura observada es inferior a la de la atmósfera tipo, la densidad del aire será superior a la densidad normal y el altímetro indicará altitudes demasiado elevadas. Pero

será posible obtener la altitud correcta llevando a un calculador de navegación la temperatura observada, a la vista de la altitud indicada.

En la Meteorología Aeronáutica (Parte IV) se estudian otros detalles sobre el uso de altímetros barométricos.

5.13 Variación semidiurna de la presión

En un lugar determinado, la presión atmosférica varía continuamente. Estas variaciones pueden ser regulares o irregulares.

Las variaciones irregulares son debidas principalmente al paso de los sistemas de presión, así como a su desarrollo o debilitamiento.

Las variaciones regulares tienen períodos variados. La oscilación regular más importante tiene un período de 12 horas, aproximadamente. Por esta razón se le da el nombre de variación semidiurna de la presión.

La sucesión de los días y de las noches provoca, alternativamente, calentamiento y enfriamiento de la atmósfera. Lo cual a su vez produce oscilaciones rítmicas de expansión y de contracción de la atmósfera que, finalmente, se traducen en oscilaciones de presión.

Se supone que la atmósfera posee un período natural propio de oscilaciones de 12 horas, aproximadamente. Esta oscilación está estimulada por las variaciones de temperatura y su amplitud aumenta por resonancia. Como resultado se produce una doble marca atmosférica que se propaga alrededor de la Tierra siguiendo la posición del Sol. Las presiones máximas se observan a las 1000 y 2200 hora local, aproximadamente, mientras que las mínimas se producen a las 0400 y 1600 hora local, aproximadamente.

La variación semidiurna de la presión es un fenómeno bastante complejo. Las oscilaciones no son completamente simétricas y varían considerablemente de un lugar a otro. Aunque tiene poca influencia sobre los otros factores meteorológicos, es necesario tenerlas en cuenta cuando se interpretan variaciones de presión.

En las regiones tropicales, la variación semidiurna de la presión es más marcada que en las regiones situadas en latitudes más altas. La Figura 5.3 representa la curva de variación diurna de la presión en Darwin (Australia).

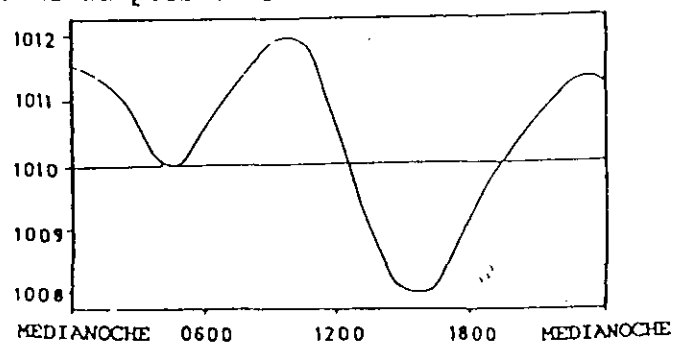


Figura 5.3
Variación diurna de la presión en Darwin (Australia)

En las latitudes medias y altas, es a menudo más difícil detectar la variación semidiurna de la presión pues está oculta por el frecuente paso de sistemas de presión. Sin embargo, se pueden calcular las variaciones regulares promediando las presiones de cada hora durante un largo período de tiempo, con el fin de eliminar las variaciones de presión debidas a las perturbaciones atmosféricas.

Sin embargo, antes de examinar estas influencias del gradiente de presión, es necesario estudiar el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Por lo tanto, en el próximo capítulo se tratará de la humedad del aire.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué es la atmósfera tipo? ¿Por qué la presión atmosférica se mide en condiciones normales?

2. En los barómetros de mercurio, toda variación de la altura de la columna supone un cambio de nivel de mercurio de la cubeta. ¿Cómo se evita esta dificultad en los barómetros Fortin y en los del tipo Kew?

3. ¿Cuáles son las tres correcciones que hay que hacer a las lecturas de un barómetro de mercurio para obtener la presión de la estación? Expóngase el fin de cada una.

4. Descríbanse la estructura y el funcionamiento de un barómetro aneroide. Menciónense algunas causas de error en las medidas de este tipo de barómetros.

5. ¿Qué se entiende por reducción de la presión al nivel medio del mar? Expóngase brevemente los problemas que plantea esta operación.

6. Radáctese una breve nota sobre:

   a) la atmósfera tipo de la OACI;

   b) la variación semidiurna de la presión;

   c) las correciones altimétricas;

   d) el gradiente de presión.

CAPITULO VI

AIRE HUMEDO

Aunque el agua está presente en cantidades más o menos grandes en cualquier parte de la atmósfera, generalmente sucede que es invisible por encontrarse en estado de vapor. Sin embargo, de vez en cuando se condensa para formar nubes que proporcionan ciertas indicaciones sobre el tiempo futuro.

El agua entra en la atmósfera por los procesos de evaporación y de transpiración y luego cae sobre la Tierra en forma de precipitación, cerrando así el ciclo hidrológico.

Para conocer bien este proceso y poder pronosticar el futuro estado de la atmósfera, es preciso estudiar las variaciones de humedad o de contenido de agua en la misma. También es necesario conocer los métodos utilizados para medir la humedad del aire.

6.1 Humedad del aire

Además de los gases enumerados en el Cuadro 1.1 que constituyen el aire seco, la atmósfera contiene cantidades variables de vapor de agua.

La mezcla de aire seco y de vapor de agua se llama aire húmedo. Antes de estudiar las características de esta mezcla, se examinarán ciertos procesos de cambios de estado del agua.

6.2 Los tres estados del agua

En el párrafo 4.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había visto que los cuerpos podían presentarse en tres estados: sólido, líquido o gaseoso. En el caso del agua, estos tres estados son:

a) estado sólido: hielo;

b) estado líquido: agua;

c) estado gaseoso: vapor de agua.

El agua puede pasar sea directa o indirectamente de un estado a otro. Los procesos de cambio de estado del agua son los siguientes:

Estado inicial	Estado final	Proceso
Hielo	Agua	Fusión
Hielo	Vapor de agua	Sublimación
Agua	Vapor de agua	Vaporización
Vapor de agua	Agua	Condensación
Vapor de agua	Hielo	Sublimación
Agua	Hielo	Congelación

6.3 Tensión de vapor de aire húmedo

La atmósfera es una mezcla de gases que ejercen cada uno su propia presión llamada presión parcial. Esta presión parcial es proporcional al

número de moléculas del gas contenidas en un volumen dado de la mezcla gaseosa considerada.

La presión atmosférica en un punto cualquiera es igual a la suma de las presiones parciales ejercidas por cada uno de los gases que componen la atmósfera (comprendido el vapor de agua).

Cuando el agua se evapora en el aire seco, el vapor así formado ejerce su propia presión, que se llama tensión de vapor (e). La presión atmosférica (p) aumenta, ya que se hace igual a la suma de las presiones parciales ejercidas por el vapor de agua y por el aire seco.

6.4 Variaciones del contenido de vapor de agua

La cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera varía en el tiempo y en el espacio. Las tensiones de vapor más elevadas (30 hPa, aproximadamente) se observan en las regiones tropicales, cerca de la superficie del mar.

Sobre la superficie de la Tierra, los valores más bajos se observan en las altas planicies interiores del Antártico, donde en invierno se alcanzan las tensiones de vapor mínimas cuando el aire es muy frío.

Por término medio, la tensión de vapor disminuye con la altura. Pero puede suceder que en ciertas partes de la atmósfera la tensión aumente con la altura.

6.5 Tensión de vapor de saturación del aire húmedo

Considérese una superficie plana de agua líquida a una temperatura dada. Algunas de las moléculas de agua que están animadas de movimiento más rápido, se escapan de la superficie líquida y se evaporan en la capa de aire situada sobre ella. Una parte de éstas caen inmediatamente en el agua, pero otras siguen sus movimientos en forma de gas en el espacio situado encima de la superficie de la misma.

Llega un momento en que el número de moléculas que entran en el agua durante cada segundo es igual al número de las que salen. Entonces, se dice que el espacio situado inmediatamente sobre la superficie del agua está saturado para la temperatura que tiene este espacio.

La tensión de vapor ejercida por el vapor de agua contenido en un volumen de aire saturado se llama tensión de vapor de saturación a la temperatura del aire contenido en ese volumen.

La tensión de vapor de saturación varía con la temperatura. Si el aire se calienta, hará falta mayor número de moléculas de vapor de agua para saturar el espacio situado sobre el líquido y, por lo tanto, la presión parcial ejercida por el vapor de agua es mayor. La tensión de vapor de saturación aumenta, pues, con la temperatura.

El aire tropical cálido puede contener una cantidad mayor de vapor de agua que el aire frío polar. Esta es la razón por la que se observan elevadas tensiones de vapor de saturación en las proximidades de los océanos, de los lagos y de los ríos situados en las regiones tropicales.

El Cuadro 6.1 contiene algunos valores característicos de tensiones de vapor de saturación sobre una superficie plana de agua pura, para diferentes temperaturas.

Cuadro 6.1

Tensión de vapor de saturación sobre una superficie plana de agua pura

Temperatura (°C)	Tensión de vapor de saturación (hPa)
0	6,11
10	12,27
20	23,37
30	42,43
40	73,77

6.6 Proceso de condensación

Si se introduce una cantidad suplementaria de vapor de agua en un volumen ya saturado a una temperatura determinada, el vapor de agua se condensa.

En la atmósfera hay otros factores que intervienen en los fenómenos de condensación. Ya en el párrafo 10.5 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se indicaba que la condensación en la atmósfera se efectuaba sobre pequeñas partículas llamadas núcleos de condensación. Estos núcleos están constituidos por polvos, partículas de humo, sales marinas, iones, etc.

La condensación sobre alguno de estos núcleos se produce con tensiones de vapor menores que la tensión de saturación que corresponde a una superficie plana de agua pura a la misma temperatura. Ciertos núcleos de condensación, tales como los núcleos salinos, tienen una tendencia muy fuerte para absorber agua, de suerte que favorecen la condensación. A estos se les da el nombre de núcleos higroscópicos.

En la atmósfera, la condensación resulta normalmente del enfriamiento del aire húmedo, es decir: del aire que contiene vapor de agua. Cuanto más disminuya la temperatura, menor será la cantidad de agua necesaria para saturar el aire. Eventualmente, se puede alcanzar una temperatura para la cual la tensión real del vapor sea igual a la tensión de vapor de saturación y, entonces, todo enfriamiento suplementario producirá la condensación.

6.7 Proceso isobárico

Ya los primeros experimentos físicos permitieron establecer las relaciones que existen entre la presión, la temperatura y el volumen de los gases. En algunos de estos experimentos, la presión del gas se mantenía constante.

El proceso físico en el curso del cual la presión de un gas permanece constante se llama proceso isobárico. La palabra "isobárico" significa igual presión.

También es posible estudiar los procesos isobáricos que se producen en el seno del aire húmedo. En estos procesos, una muestra de aire húmedo se calienta o se enfría a presión constante, sin añadirle ni quitarle vapor de agua. Además, se supone que el vapor de agua permanece en estado gaseoso.

Si el aire se enfría isobáricamente (a presión constante), alcanzará una temperatura para la cual estará saturado. Esta temperatura se llama temperatura del punto de rocío o simplemente punto de rocío.

Por lo tanto, se puede definir la temperatura del punto de rocío como la temperatura a la cual hay que llevar, por enfriamiento a presión constante, una muestra de aire húmedo hasta que se sature. Si la temperatura de enfriamiento es menor que la del punto de rocío se produce la condensación.

6.8 Proceso adiabático

El enfriamiento hasta la condensación es frecuentemente el resultado de una variación de presión del aire húmedo. En este caso no se trata, pues, de un proceso isobárico.

En el párrafo 10.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se habían estudiado procesos en los cuales la presión, la temperatura y el volumen del gas podrían variar sin que hubiese intercambio de calor entre la masa de aire considerada y el medio que la rodea. Se trataba del proceso adiabático.

Tales procesos se producen algunas veces cuando una partícula de aire húmedo se desplaza verticalmente hacia niveles de presión más alta o más baja. En particular, el enfriamiento adiabático puede ocurrir cuando el aire asciende. En este caso, el aire puede alcanzar la saturación y todo enfriamiento suplementario supone la condensación del vapor de agua y la formación de nubes.

6.9 Proceso de congelación

Sin agitarla, el agua pura líquida puede ser enfriada a una temperatura menor que la de su punto de congelación (0°C) y permanecer todavía en estado líquido. En este caso se dice que el agua está subfundida.

Un cristal de hielo u otro germen de cristalización cualquiera, introducido en el agua subfundida, provoca la congelación. También puede producir el mismo resultado un choque.

Experimentos efectuados en laboratorio muestran que las gotitas de agua subfundida pueden existir hasta temperaturas de -40°C, aproximadamente. Por debajo de esta temperatura, el agua se hiela incluso sin núcleos de congelación.

6.10 Proceso de sublimación

El proceso por el cual el vapor de agua se transforma directamente en hielo sin pasar por el estado intermedio líquido, se llama sublimación. Este término también se utiliza para describir el proceso inverso, es decir, la transformación del hielo en vapor.

La sublimación no es un fenómeno tan común como el de la condensación. Los núcleos sobre los cuales se produce la sublimación son menos numerosos que los núcleos de condensación. Se les denomina núcleos de sublimación.

La tensión de vapor de saturación sobre el hielo a la misma temperatura es ligeramente menor que la tensión de vaporación de saturación sobre el agua subfundida. En el Cuadro 6.2 que figura a continuación se dan, a título de ejemplo, algunos valores de tensiones de vapor de saturación sobre superficies planas acuosas.

Cuadro 6.2

Tensiones de vapor de saturación sobre superficies planas de agua líquida y de hielo

Temperatura	-40°C	-30°C	-20°C	-10°C	0°C
Sobre hielo (hPa)	0,128	0,380	1,032	2,597	6,106
Sobre agua líquida (hPa)	0,189	0,509	1,254	2,862	6,107

La temperatura del punto de congelación es la temperatura a que debe llevarse una muestra de aire húmedo, por enfriamiento a presión constante, para que se sature con relación a una superficie plana de hielo. Si la temperatura desciende por debajo del punto de congelación, el vapor de agua puede depositarse en forma de hielo sobre ciertos cuerpos, incluso sobre otras superficies de hielo (es decir: sobre núcleos de sublimación).

Del examen del Cuadro 6.2 aparece que la sublimación puede producirse incluso cuando el aire no está aún saturado con relación al agua a la misma temperatura. Sin embargo, en la atmósfera, las partículas de hielo en las nubes no se forman, generalmente, hasta que no se alcance la saturación con respecto al agua líquida. Se supone que el valor de agua se condensa sobre un cierto tipo de núcleos de condensación. Si estos últimos son tales que puedan servir como núcleos de congelación, entonces el agua que se condensa sobre ellos puede congelarse. Aún no se sabe muy bien cómo provocan la congelación estos núcleos, pero parece ser que la propiedad esencial reside en el hecho de que la estructura de la película de agua que resulta de la condensación es semejante a la de un cristal de hielo.

Por otra parte, algunas veces puede suceder que haya ya presentes cristales de hielo que caen de las nubes situadas en niveles más altos. Si la tensión de vapor de saturación es mayor que la tensión de vapor de saturación con relación al hielo, entonces la sublimación se efectúa directamente sobre los cristales de hielo.

6.11 Calor latente

En el párrafo 7.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se había explicado que para modificar el estado de un cuerpo era necesario suministrarle o retirarle calor. Mientras se efectúa el cambio de estado, la temperatura permanece constante, lo que prueba que el aporte de calor no la modifica.

Por ejemplo: el agua comienza a hervir a 100°C a la presión normal de una atmósfera. Cuando pasa del estado líquido al gaseoso, su temperatura no se eleva, incluso si continuamos proporcionándole calor. Esta cantidad de calor, necesaria para separar las moléculas, se llama calor latente de vaporización.

Este calor latente se libera más tarde cuando el vapor de agua se condensa volviendo al estado líquido. Del mismo modo, el hielo para fundirse necesita un aporte de calor, el cual se llama calor latente de fusión. Igualmente, este calor se libera después cuando el agua al congelarse vuelve al estado de hielo.

6.12 Indicadores del contenido de vapor de agua en el aire

Se utiliza la palabra humedad para designar cualquier medida de la cantidad de vapor de agua contenido en un volumen dado de aire. Por ejemplo: algunas veces la humedad se expresa directamente por la masa de vapor de agua contenido en la unidad de volumen de aire. También puede ser definida indirectamente por la razón entre la tensión de vapor de agua y la presión total ejercida por el conjunto de gases atmosféricos.

Para expresar el contenido de vapor de agua en el aire se utiliza a menudo un parámetro muy cómodo que es la humedad relativa (véase el párrafo 10.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

6.13 Humedad relativa

Es la relación entre la masa de vapor de agua contenida realmente en un volumen dado de aire y la que podría contener el mismo volumen si estuviese saturado a la misma temperatura. Generalmente se expresa en tanto por ciento.

Si el aire no está saturado, la cantidad de agua contenida en la unidad de volumen es, aproximadamente, proporcional a la tensión de vapor. Por lo tanto, el valor aproximado de la humedad relativa puede determinarse con ayuda de la siguiente fórmula:

$$\text{Humedad relativa (en \%)} = \frac{\text{Tensión real del vapor}}{\text{Tensión de vapor de saturación a la temperatura del aire}} \times 100$$

Muchas sustancias orgánicas tienen la propiedad de reaccionar a las variaciones de la humedad relativa del aire: es el caso de los cabellos humanos, y aprovechando esta propiedad se han podido construir con ellos instrumentos para medir la humedad relativa.

Hay que hacer notar que la humedad relativa puede variar, incluso si el contenido de vapor de agua permanece constante. Esto se produce cuando cambia la temperatura de la muestra de aire.

Por eso, la humedad relativa suele alcanzar sus valores máximos aproximadamente cuando amanece, ya que es entonces cuando se produce la temperatura mínima del aire. En ciertos casos, el aire puede alcanzar su temperatura de saturación. Si se produce la condensación, se pueden formar neblinas o nieblas. Más tarde, durante el día, la temperatura se eleva y esto implica una disminución de la humedad relativa, lo que supone la desaparición de la niebla o de la neblina.

6.14 Métodos para medir la humedad del aire

Los instrumentos que se emplean para medir la humedad o el contenido de vapor de agua en el aire, se llaman higrómetros. A continuación se examinarán los diferentes métodos para determinar la humedad del aire en un lugar dado.

Las dimensiones de ciertas materias orgánicas varían según la humedad relativa del aire. Esta propiedad se utiliza en ciertos higrómetros. Por ejemplo: la longitud de los cabellos varía cuando la humedad relativa cambia. Estas variaciones de longitud pueden ser amplificadas por un sistema de poleas y luego transmitidas a una aguja móvil indicadora. En este principio se basa el higrómetro de cabellos.

Se puede obtener un registro continuo de la humedad relativa, reemplazando la aguja indicadora por un brazo provisto de una pluma con tinta que marca las variaciones de la humedad sobre un diagrama arrollado a un cilindro que se mueve con movimiento de rotación uniforme. Este instrumento se llama higrógrafo de cabellos.

Un método sencillo, pero apropiado, para medir la humedad consiste en utilizar el psicrómetro. Este instrumento se compone esencialmente de dos termómetros, colocados uno al lado del otro; uno de ellos mide la temperatura del aire y el otro la temperatura del termómetro de bulbo húmedo.

Algunas veces el psicrómetro se llama higrómetro de termómetro de bulbo seco y de termómetro de bulbo húmedo. El termómetro de bulbo húmedo es idéntico al termómetro de bulbo seco empleado para medir la temperatura del aire, pero su depósito está rodeado de una fina muselina de algodón, que se mantiene húmeda con la ayuda de una mecha formada por algunos hilos del mismo material de bastante espesor, trenzados, cuya extremidad está introducida en un pequeño recipiente de agua destilada.

Los termómetros de bulbo seco y de bulbo húmedo deben estar ventilados y protegidos de los efectos de la radiación solar. Hay dos clases de psicrómetros: los psicrómetros para abrigo meteorológico y los psicrómetros portátiles. Esta última categoría comprende principalmente los psicrómetros de Assman y los psicrómetros honda.

Para determinar la humedad relativa, se leen primero los termómetros de bulbo seco y de bulbo húmedo y luego se utilizan unas tablas para determinar la humedad relativa o la temperatura del punto de rocío. A continuación se verá la razón de esto.

6.15 Principio del termómetro de bulbo húmedo

Si el aire que pasa sobre el depósito del termómetro de bulbo húmedo no está saturado, el agua que humedece la muselina se evapora. Las moléculas que se escapan de la muselina y se esparcen por la atmósfera llevan consigo

una cierta energía térmica (véase el párrafo 10.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra").

Debido a esto, disminuye la temperatura del agua que queda en la muselina, ya que las moléculas de agua que se transformaron en vapor, llevan consigo su calor latente de vaporización. Por lo tanto, si se produce evaporación, la temperatura del termómetro de bulbo húmedo será menor que la del termómetro de bulbo seco.

La diferencia entre las indicaciones de los termómetros es proporcional a la velocidad de evaporación. Esta diferencia se llama diferencia psicrométrica, y depende no sólo de la humedad relativa del aire que rodea el psicrómetro, sino también la velocidad de ventilación de la muselina.

En el párrafo 10.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha estudiado la influencia del movimiento del aire sobre la evaporación. Por lo tanto, el método que se utilice para la ventilación del psicrómetro es un elemento importante.

6.16 Tipos de psicrómetros

En un psicrómetro sencillo, sin ventilación artificial, el termómetro de bulbo seco y el de bulbo húmedo están colocados verticalmente en un abrigo meterológico. Las tablas para determinar la humedad están calculadas, generalmente, suponiendo que la intensidad promedio del viento que pasa por los bulbos de los termómetros es de aproximadamente 1,0 a 1,5 m s^{-1}. En la práctica la intensidad del aire que pasa por los bulbos difiere, a menudo, de los valores supuestos. Los errores probablemente son muy grandes cuando el aire es caliente y seco o cuando el viento es muy débil.

Existen varios tipos de psicrómetros con ventilación artificial. El psicrómetro Assman no necesita estar instalado en el abrigo meteorológico ya que sus termómetros están protegidos de los efectos de la radiación por pantallas de metal pulido. Una hélice dirige el aire hacia los depósitos de los termómetros.

La ventilación forzada para los psicrómetros en el abrigo meteorológico se obtiene por medio de un ventilador. Si los termómetros son del tipo que comúnmente se utilizan en las estaciones meteorológicas, el aire debe pasar por los bulbos de los termómetros con una intensidad no menor que 2,5 m s^{-1} y no mayor que 10 m s^{-1}.

En el psicrómetro honda, los dos termómetros están colocados uno al lado del otro, sobre una misma armazón metálica unida a un mango que permite hacer girar la montura. Para obtener la ventilación necesaria, los depósitos de los termómetros están generalmente poco protegidos de la radiación. Este tipo de psicrómetro debe ser empleado preferentemente en lugares protegidos de la radiación solar directa.

6.17 Tablas psicrométricas

Para determinar la temperatura del punto de rocío o la humedad relativa, es indispensable utilizar la tabla psicrométrica que corresponde a la intensidad de ventilación del instrumento. La mayoría de las tablas psicrométritricas se calculan basándose en intensidades de ventilación que van de 1 a 10 m s^{-1}.

6.18 Densidad del aire húmedo

La densidad del aire seco varía con la presión y la temperatura. Cerca de la superficie de la Tierra, a la presión de una atmósfera normal (p = 1013,25 hPa) y a la temperatura de 15°C (T = 288,15°K), la densidad del aire seco es igual a 1,225 kg m^{-3}.

Como se indica en el Cuadro 1.1, el aire seco es una mezcla de varios gases. No existe, pues, la molécula de aire propiamente dicha. Sin embargo, es posible determinar el peso molecular promedio del aire seco que algunas veces se le llama "peso molecular aparente del aire seco". En la atmósfera, donde la mezcla gaseosa es muy homogénea, el peso molecular promedio del aire seco es aproximadamente 28,96.

Por otra parte, el peso molecular del vapor de agua es igual a 18, aproximadamente. Este valor no representa más que el 5/8, aproximadamente, del peso molecular del aire seco situado en la región de la atmósfera que se extiende hasta la mesopausa, región en la cual la mezcla gaseosa es muy homogénea y su composición es casi constante. Por tanto, la masa de una molécula de agua es menor que la de una "molécula promedio" de aire seco.

Supongamos ahora que, en un volumen dado de aire seco, remplazamos cierto número de moléculas por el número equivalente de moléculas de vapor de agua. La masa del volumen de gas considerado disminuirá. Por lo tanto la densidad también disminuirá puesto que, según su definición, es la masa por unidad de volumen. De esto se deduce que la densidad del aire húmedo es menor que la del aire seco, en las mismas condiciones de presión y temperatura.

En este capítulo se ha visto que el movimiento del aire es un factor importante que es necesario tener en cuenta en las medidas de la humedad atmosférica. También tiene una influencia directa sobre la vida cotidiana, en particular cuando se trata del movimiento del aire en la proximidad de la superficie terrestre. En el próximo capítulo se estudiará el viento en superficie y los métodos empleados para medirlos.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué es el aire húmedo? ¿Qué se entiende por tensión de vapor de saturación a una temperatura dada? ¿Cómo varía la tensión de saturación con la temperatura?

2. Radáctense breves notas sobre:

   a) los núcleos de condensación;

   b) los procesos isobáricos.

3. ¿Qué es un proceso adiabático? Explíquese por qué este proceso tiene una importancia tan grande en la formación de las nubes.

4. Defínanse los siguientes términos:

   a) temperatura del punto de rocío;

   b) temperatura del punto de congelación.

5. ¿Qué es la humedad relativa? Descríbase el principio del funcionamiento del higrómetro de cabellos.

6. Redáctense breves notas sobre:

   a) el psicrómetro;

   b) la diferencia psicrométrica;

   c) tablas psicrométricas.

7. Explíquese por qué la densidad del aire húmedo es menor que la del aire seco en las mismas condiciones de presión y temperatura.

CAPITULO VII

VIENTO EN SUPERFICIE

Una parte de la energía de radiación solar que llega a la Tierra se transforma finalmente en energía cinética de los gases de la atmósfera, cuyas moléculas están en consecuencia siempre en movimiento.

El viento es el movimiento natural del aire atmosférico. En meteorología, esta palabra se refiere, en general, a un movimiento de conjunto del aire cerca de la superficie terrestre o en altitud. El presente capítulo está dedicado al movimiento horizontal del aire sobre la superficie de la Tierra.

El movimiento del aire raramente es regular. Generalmente es turbulencia, con torbellinos de forma y dimensiones variadas, que se desarrollan en el aire y perturban su flujo. El efecto de la turbulencia cerca de la superficie terrestre es la producción de variaciones rápidas e irregulares de la intensidad y de la dirección del viento. Estas fluctuaciones de frecuencia son independientes unas de otras y producen ráfagas.

En este capítulo se verá cómo se realiza la medida del viento en superficie y se estudiarán sus principales características.

7.1 Principios generales de la medida del viento en superficie

El viento puede ser considerado como un vector definido por una magnitud, la intensidad del viento, y una dirección. La dirección del viento es la de su procedencia.

El viento tiene generalmente fluctuaciones rápidas. El grado de perturbación aportado por estas fluctuaciones se expresa con el término turbulencia.

La intensidad y la dirección del viento se miden preferentemente con la ayuda de instrumentos; pero, cuando es imposible, se las puede evaluar a estima. Esto es, por ejemplo, lo que ocurre cuando la intensidad del viento es menor que dos nudos, pues con intensidades débiles los instrumentos son poco sensibles. Calma es la ausencia de todo movimiento perceptible del aire.

7.2 Exposición de los instrumentos para medir el viento en superficie

A veces es difícil medir la intensidad y dirección del viento en superficie con exactitud suficiente. El movimiento es perturbado por numerosos factores tales como la rugosidad del suelo, la naturaleza de la superficie, las fuentes de calor, la presencia de edificios, etc.

Además, por regla general, la intensidad del viento aumenta con la altura sobre la superficie terrestre. En consecuencia, para obtener medidas comparables en lugares diferentes, es preciso adoptar una altura tipo para la medida del viento en superficie.

La altura normalizada de los instrumentos de medida del viento en superficie es de 10 m sobre el suelo, en terreno llano y descubierto. Se define como terreno descubierto aquél en que la distancia entre los instrumentos y todo obstáculo es, al menos, igual a 10 veces la altura de este obstáculo.

La adopción de una altura tipo adquiere una importancia particular en los aeródromos. Cuando no es posible adaptarse a las reglas para la instalación de instrumentos, éstos deben ser instalados a una altura tal que sus indicaciones no estén demasiado influenciadas por los obstáculos vecinos y de forma que indiquen, tanto como sea posible, lo que sería el viento a 10 m de altura en ausencia de obstáculos.

7.3 Dirección del viento en superficie - Unidades de medida

La dirección del viento se define como aquélla de donde sopla. Se expresa en grados, contados hacia la derecha a partir del norte geográfico o utilizando los rumbos de la rosa de los vientos.

Sin embargo, para los mensajes cifrados, la dirección del viento debe expresarse en la escala 00-36. El Cuadro 7.1 da las cifras de la clave y su equivalente exacto en grados correspondientes a los 32 rumbos de la rosa de los vientos.

Cuadro 7.1

Dirección del viento
Equivalencia con los rumbos de la rosa de los vientos

Dirección en la rosa de los vientos	Equivalente exacto en grados	Cifras de la clave	Dirección en la rosa de los vientos	Equivalente exacto en grados	Cifras de la clave
Calma	-	00	S cuarto W	191,25	19
N cuarto NE	11,25	01	SSW	202,5	20
NNE	22,5	02	SW cuarto S	213,75	21
NE cuarto N	33,75	03	SW	225	23
NE	45	05	SW cuarto W	236,25	24
NE cuarto E	56,25	06	WSW	247,5	25
ENE	67,5	07	W cuarto S	258,75	26
E cuarto N	78,75	08	W	270	27
E	90	09	W cuarto N	281,25	28
E cuarto SE	101,25	10	WNW	292,5	29
ESE	112,5	11	NW cuarto W	303,75	30
SE cuarto E	123,75	12	NW	315	32
SE	135	14	NW cuarto N	326,25	33
SE cuarto S	146,25	15	NNW	337,5	34
SSE	157,5	16	N cuarto NW	348,75	35
S cuarto E	168,75	17	N	360	36
S	180	18	Variable	-	99

7.4 Medida de la dirección del viento en superficie

En general, la dirección del viento se mide con la ayuda de una veleta. Para que funcione correctamente una veleta debe girar sobre su eje con un mínimo de rozamiento. Debe estar equilibrada con relación a este eje.

Es necesario vigilar con especial cuidado que el eje de la veleta esté perfectamente vertical y que la orientación de la veleta con respecto al norte verdadero sea precisa.

Para las observaciones sinópticas, hay que determinar la dirección promedio del viento durante el intervalo de los 10 minutos anteriores a la hora de la observación. Es conveniente para ello utilizar una veleta registradora.

Para la aviación, es preferible a menudo utilizar un sensor a distancia y la veleta debe reaccionar a los cambios de dirección. Se utiliza con frecuencia una transmisión eléctrica entre la veleta y el registrador.

También suele ser necesario estimar la dirección del viento en ausencia de instrumentos o cuando el viento es demasiado débil. En efecto, la mayor parte de las veletas cesan de ser sensibles a la dirección del viento cuando su velocidad es menor que dos nudos.

7.5 Intensidad del viento en superficie - Unidades de medida

La intensidad del viento se expresa en nudos; un nudo es igual a una milla marina por hora o 0,51 metros por segundo ($m\ s^{-1}$).

La intensidad de viento en superficie es raramente constante durante un intervalo de tiempo, por corto que sea; en general, varía rápida y continuamente. La turbulencia del viento produce variaciones que son irregulares en período y amplitud.

En la mayoría de los casos, se necesita conocer la intensidad promedio del viento. Por ejemplo, para las observaciones sinópticas, es preciso determinar, casi al nudo, la intensidad promedio en un intervalo de 10 minutos.

Se ha convenido que hay calma cuando la intensidad del viento es menor que un nudo, ó 0,5 $m\ s^{-1}$.

La intensidad del viento se puede medir de distintas maneras. La más sencilla es la observación directa del efecto del viento en la superficie terrestre sin utilizar instrumentos. La escala Beaufort, establecida en 1905 por el Almirante Sir Francis Beaufort con objeto de estimar la velocidad del viento en el mar, ha sido más tarde adoptada para ser utilizada en tierra. Después se le añadieron equivalencias en intensidad del viento para cada clase de efectos observados.

Los instrumentos de medida y registro de la intensidad del viento han reducido considerablemente la utilización de la escala Beaufort, particularmente para las estaciones terrestres. Sin embargo, constituye un medio cómodo para estimar la intensidad del viento a falta de otros procedimientos. El Cuadro 7.2 da las equivalencias entre las cifras de la escala Beaufort y la intensidad del viento.

Cuadro 7.2

Equivalencias de la intensidad del viento

Escala Beaufort	Nombre	Equivalencia de la intensidad del viento a una altura tipo de 10 metros sobre terreno llano y descubierto				Características para la estimación de la intensidad del viento en tierra
		nudos	m s^{-1}	km h^{-1}	m.p.h.	
0	Calma	<1	0-0,2	<1	<1	Calma; el humo se eleva verticalmente
1	Viento ligero	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	La dirección del viento se revela por el movimiento del humo, pero no por las veletas
2	Brisa ligera	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	El viento se percibe en el rostro; las hojas se agitan; la veleta se mueve
3	Brisa suave	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	Hojas y ramitas agitadas constantemente; el viento despliega las banderolas
4	Brisa moderada	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	El viento levanta polvo y hojitas de papel; ramitas agitadas
5	Brisa fresca	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	Los arbustos con hoja se balancean; se forman olitas con cresta en las aguas interiores (estanques)
6	Brisa fuerte	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	Las grandes ramas se agitan; los hilos telegráficos silvan; el uso del paraguas se hace difícil
7	Brisa muy fuerte	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	Los árboles enteros se agitan; la marcha en contra del viento es penosa
8	Viento fuerte	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	El viento rompe las ramas; es imposible la marcha contra el viento
9	Viento muy fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	El viento ocasiona ligeros daños en viviendas (arranca cañerías, chimeneas, tejados)
10	Temporal	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	Raro en los continentes; árboles arrancados; importantes daños en las viviendas
11	Borrasca	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	Observado muy raramente; acompañado de extensos destrozos
12	Huracán	64 o más	32,7 o más	118 o más	73 o más	Estragos graves y extensos

7.6 Medida de la intensidad del viento en superficie

Se llaman anemómetros los instrumentos que se utilizan para medir la intensidad del viento en superficie.

Existen dos tipos principales:

a) anemómetros rotatorios;

b) anemómetros a presión.

El tipo rotatorio más común es el anemómetro de cazoletas. Lleva cazoletas de forma apropiada montadas en las extremidades de tres o cuatro brazos equidistantes, perpendiculares a un eje vertical. La velocidad de rotación de este anemómetro depende de la intensidad del viento, independientemente de su dirección.

A veces, el molinete de cazoletas mueve un cuentavueltas y la intensidad del viento se calcula por diferencias. Un dispositivo más cómodo consiste en acoplar al molinete un pequeño generador eléctrico. La corriente producida se mide o registra por un amperímetro graduado directamente en intensidad del viento.

Los anemómetros de hélice son igualmente rotatorios. La hélice se mantiene frente al viento mediante una veleta y la rotación de la hélice, por efecto del viento, se transmite a un aparato indicador.

Existe un modelo sencillo de anemómetros con hélice de varias palas. La hélice mueve un contador y, por eso, se necesita un cronómetro para determinar la intensidad del viento. Estos anemómetros son pequeños, generalmente se sostienen con la mano y se utilizan para medir intensidades débiles del viento, tales como las que se producen en las instalaciones de acondicionamiento del aire.

El principio de los anemómetros de tubo de presión es el siguiente: una veleta colocada en el extremo de un mástil mantiene el orificio de un tubo frente al viento, el cual produce una sobrepresión en el interior del tubo, presión que depende de la intensidad del viento. Esta sobrepresión se transmite a los aparatos indicadores por un tubo de presión.

En un tubo exterior con numerosos agujeritos, colocado inmediatamente abajo de la veleta, el viento que pasa por los orificios reduce la presión interior según la intensidad del viento. Dicha reducción se transmite al aparato indicador por un tubo de succión.

La combinación de estos efectos forman un sistema que es independiente de cualquier cambio ligero en las diferencias de presión entre el interior y el exterior del edificio donde el registrador está instalado.

Se dispone de dos tipos de manómetros para los anemómetros de tubo de presión. En el manómetro de flotador de Dines, la diferencia de presión hace variar la posición de equilibrio de un cilindro flotante sobre el agua. El flotador acciona el dispositivo indicador.

Se puede utilizar igualmente un manómetro aneroide, más apropiado en los navíos donde el modelo de flotador no se puede utilizar.

Las indicaciones de los anemómetros rotatorios o de presión se pueden registrar en un diagrama movido por un aparato de relojería. Un anemómetro provisto de tal dispositivo registrador se denomina anemógrafo.

7.7 Variaciones del viento en superficie

Los meteorólogos utilizan vocablos específicos para describir las variaciones de la dirección e intensidad del viento.

Cuando el viento cambia de dirección, de tal forma que el observador tenga que rotar hacia su derecha para tener el viento en frente, se dice que el viento es dextrogiro. Por ejemplo, en la Figura 7.1 el viento cambia de la dirección AB a la CD. Pero, si el observador rota hacia su izquierda para tener el viento en frente, se dice que el viento es levogiro. En este caso la dirección del viento cambiaría de CD a AB. Cuando se habla de variaciones de la intensidad del viento, es preciso distinguir cuidadosamente entre rachas y turbonadas.

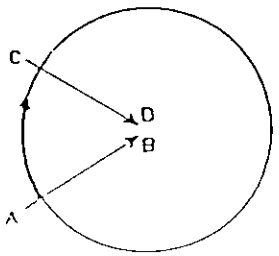


Figura 7.1
Variaciones del viento

Una racha es un aumento brusco del viento con respecto a su intensidad promedio considerada en un cierto intervalo de tiempo. Su duración es menor que la de una turbonada y va seguida de un debilitamiento o amaine del viento.

La turbonada es un viento fuerte que se inicia bruscamente, dura algunos minutos y después se calma también rápidamente. Se la define con más precisión como un incremento brusco, de 16 nudos al menos, de la intensidad del viento, llegando a 22 nudos como mínimo y una duración de un minuto.

7.8 Variación diurna de la intensidad del viento en superficie

En la proximidad de las montañas, en los valles, cerca de las costas, se observan durante el día y por la noche variaciones notables de la intensidad del viento en superficie. Es lo que se denomina variación diurna del viento en superficie. Algunos de estos fenómenos locales se han señalado en el párrafo 4.10. Los restantes serán estudiados en los capítulos siguientes.

En el interior de los continentes, siendo la naturaleza del terreno muy semejante, a menudo se observa una notable variación de la intensidad del viento en el transcurso del día. Alcanza su máximo entre el mediodía y la caída de la tarde a causa de la transferencia de la cantidad de movimiento por la convección de las capas altas de la atmósfera hacia las capas bajas. Cuando al final de la tarde desciende la temperatura, la convección disminuye y el viento también. Alcanza su mínimo hacia el alba.

7.9 Fuerzas que actúan sobre el aire en movimiento

En el párrafo 5.14 se ha señalado que las presiones reducidas al nivel del mar, medidas en dos localidades, en general son diferentes. El gradiente

de presión es el índice de variación de la presión en relación con la distancia horizontal, contada desde la alta hacia la baja presión.

Uno podría esperar que el gradiente de presión guiaría el movimiento de una partícula de aire de la alta a la baja presión, porque la fuerza del gradiente de presión actúa en esa dirección, pero el aire raramente se desplaza en ese sentido. A continuación comentaremos por qué.

De acuerdo con el párrafo 9.4 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", se verá que hace falta tener en cuenta la rotación terrestre. Para un observador en la superficie de la Tierra el movimiento del aire le parecerá que se desvía. Eso se debe al efecto de Coriolis y se explica por el hecho de que el observador rota a la misma razón con que lo hace la Tierra alrededor de su eje.

Se puede tener en cuenta el efecto de Coriolis suponiendo que existe una fuerza, la fuerza de Coriolis, que actúa sobre el aire. Su valor es proporcional a la intensidad del viento con relación a la superficie terrestre y, para una misma intensidad, varía con la latitud; es nula en el ecuador y alcanza su valor máximo en los polos.

En el hemisferio norte, la fuerza de Coriolis parece desviar el aire hacia la derecha colocándose en el sentido del movimiento. En el hemisferio sur, la desviación se dirige hacia la izquierda.

Otra fuerza que actúa sobre la partícula de aire es la fuerza de fricción. Esta fuerza actúa siempre que el aire está en movimiento relativo, sea con respecto a la superficie terrestre, sea con relación a las capas de aire adyacentes, y su sentido es inverso al movimiento relativo.

La fuerza de fricción tiene su mayor valor cerca de la superficie terrestre y el aire que alcanza un kilómetro de altura, aproximadamente, se dice que está en la capa de fricción o capa límite. Por encima de la capa límite la fuerza de fricción es despreciable a menudo. Es la atmósfera libre.

7.10 Viento geostrófico

Considérese una partícula de aire en movimiento horizontal de la intensidad constante en una región donde la fuerza de fricción es despreciable. Las fuerzas que actúan sobre la partícula son: la fuerza debido al gradiente de presión y la fuerza de Coriolis.

Cuando estas dos fuerzas son exactamente iguales y opuestas no pueden provocar desviación del movimiento hacia la derecha o la izquierda. Se dice en este caso que el movimiento es geostrófico. La Figura 7.2 muestra cómo se puede realizar este equilibrio en el hemisferio norte.

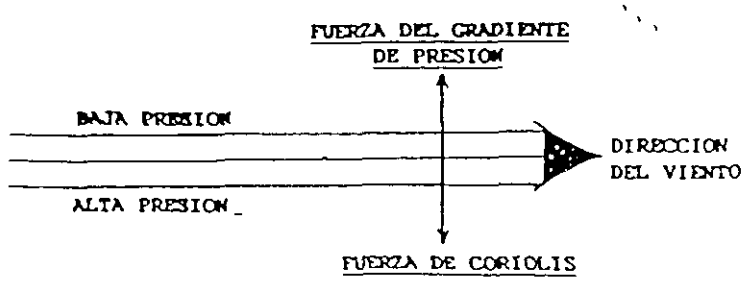


Figura 7.2
Movimiento geostrófico en el hemisferio norte

Las condiciones correspondientes en el hemisferio sur se representan en la Figura 7.3.

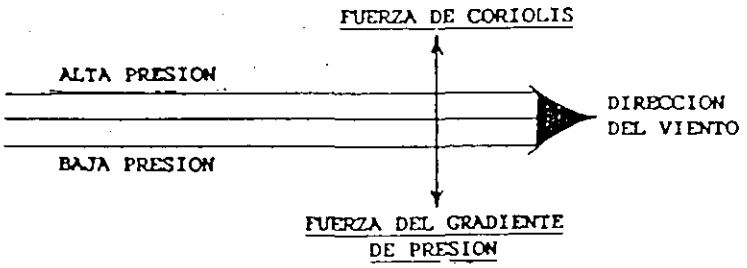


Figura 7.3
Movimiento geostrófico en el hemisferio sur

Habiéndose establecido que el movimiento geostrófico no se desvía a derecha ni izquierda y que es horizontal, el aire se mueve sobre el globo terrestre siguiendo un gran círculo.

Para una latitud determinada, hay una intensidad de viento tal que la fuerza de Coriolis equilibra exactamente a la fuerza del gradiente de presión. Es la intensidad del viento geostrófico.

Se puede determinar el viento geostrófico sobre un mapa sinóptico, con la ayuda de una escala de viento geostrófico, cuando las isobaras son rectilíneas.

No se puede determinar la intensidad del viento geostrófico en el ecuador, donde la fuerza de Coriolis es nula. En ausencia de otras fuerzas, el aire se dirigirá en la dirección del gradiente de presión, es decir desde las altas hacia las bajas presiones.

En realidad, la fuerza de Coriolis es débil en las bajas latitudes y el movimiento es raramente geostrófico entre 15°N y 15°S.

7.11 Viento del gradiente

Considérese de nuevo el movimiento de una partícula de aire que se desplaza horizontalmente a intensidad constante en una región donde la fricción es despreciable.

Pero supóngase ahora que la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión no se equilibran. En estas condiciones, el movimiento se curva hacia la derecha o la izquierda.

A una latitud dada, según la intensidad del viento, la fuerza de Coriolis puede ser más grande o más pequeña que la fuerza del gradiente de presión.

Se llama viento del gradiente al movimiento horizontal, con intensidad constante y sin fricción, lo que implica que el movimiento es tangente a las isobaras en cualquier punto. La intensidad del viento correspondiente a estas condiciones es la intensidad del viento del gradiente.

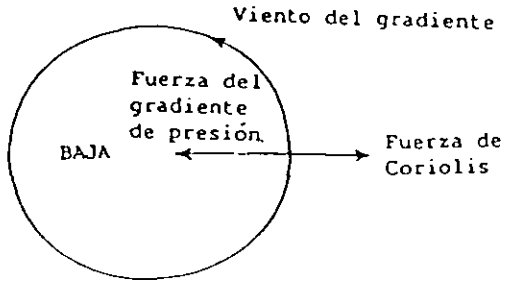
El movimiento puede ser gradiente solamente en un punto y también a lo largo de una trayectoria considerable. En el primer caso, su dirección es tangente a la isobara sólo en un punto dado. En el segundo caso, el movimiento ocurre a lo largo de las isobaras en toda la trayectoria

considerada, pero sólo tiene lugar si las configuraciones isobáricas no varían con el tiempo, en cuyo caso la dirección es tangente a las isobaras en cualquier punto.

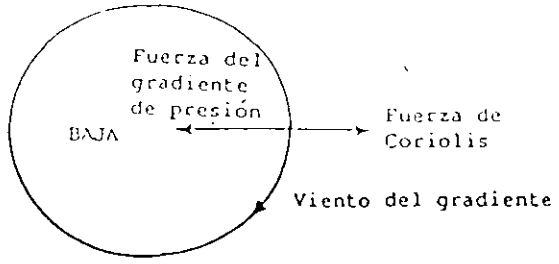
Cuando se observa el movimiento debido al gradiente sobre una cierta extensión, el aire se desplaza siguiendo las isobaras curvas del mapa sinóptico. Si la fuerza del gradiente de presión prevalece sobre la fuerza de Coriolis, el movimiento se curva alrededor de la zona de bajas presiones. El esquema a) de la Figura 7.4 muestra de qué manera se puede representar esta situación en el hemisferio norte. La configuración correspondiente para el hemisferio sur está representada por el esquema b).

Figura 7.4 - El viento del gradiente alrededor de una baja

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur



Se notará que, en el hemisferio norte, el movimiento alrededor de una baja se realiza en sentido inverso al de las agujas del reloj, porque la fuerza de Coriolis se dirige hacia la derecha del viento. En el hemisferio sur, por el contrario, el movimiento se realiza en el sentido de las agujas del reloj. Sin embargo, en uno y otro caso el movimiento se llama ciclónico.

El movimiento ciclónico tiene el mismo sentido que el de rotación de la Tierra. En el párrafo 4.2 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se ha ilustrado que esta rotación, vista desde un lugar sobre el polo norte, parece tener un movimiento contrario al de las manecillas del reloj. Por el contrario, cuando se ve desde un punto sobre el polo sur, parece tener el sentido del movimiento de las agujas del reloj.

Se recomienda al lector que dibuje los esquemas mostrando cómo el movimiento se curva alrededor de los centros de altas presiones cuando la fuerza del gradiente de presión prevalece sobre la fuerza de Coriolis. Esta vez tendrá el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y el sentido inverso en el hemisferio sur.

El movimiento es, por lo tanto, en sentido inverso al de la rotación terrestre en cada uno de los hemisferios. El movimiento alrededor de una zona de alta presión se llama anticiclónico.

Como en el caso del movimiento geostrófico, la fricción es despreciable; sin embargo, como las isobaras son curvas a menudo, el viento del gradiente es en general una mejor aproximación al movimiento real en la atmósfera libre que el viento geostrófico.

La intensidad del viento del gradiente para una latitud dada depende no sólo del gradiente de presión, sino también de la curvatura de las isobaras, que es difícil de medir correctamente.

7.12 Ley de Buys-Ballot

En 1857, un meteorólogo holandés, Buys-Ballot, enunció una relación entre la dirección del viento y las isobaras. Refiriéndonos a las Figuras 7.2 y 7.4 a), se puede observar, para el hemisferio norte, que si se tiene el viento a la espalda, las bajas presiones están a la izquierda.

En el hemisferio sur, las bajas presiones están a la derecha, como se puede verificar en las Figuras 7.3 y 7.4 b).

Se puede, pues, enunciar así la Ley de Buys-Ballot:

"Cuando un observador tiene el viento a su espalda, tiene las bajas presiones a su izquierda en el hemisferio norte y a su derecha en el hemisferio sur".

7.13 Viento en la capa límite

El viento en superficie se mide normalmente a una altura normalizada de 10 m sobre la superficie terrestre. En realidad, este viento difiere sensiblemente del viento geostrófico calculado a partir del mapa de presión al nivel del mar, incluso en el caso de isobaras rectilíneas.

Esta diferencia se debe a que la fricción no puede ser despreciada en la capa límite. La intensidad del viento observado es, en promedio, del orden de un tercio de la intensidad geostrófica en tierra y de dos tercios sobre los océanos.

La dirección del viento en superficie no es paralela a las isobaras a causa de la fuerza de fricción. La reducción de la fuerza de Coriolis resultante de la disminución de la intensidad del viento hace que la fuerza del gradiente de presión arrastre el aire oblicuamente a las isobaras, desde las altas a las bajas presiones. La fuerza de fricción puede provocar así un flujo que atraviese las isobaras con un ángulo de 30°, aproximadamente, en tierra y 10° sobre el mar.

Los efetos de la fricción tienen su máximo en el suelo, donde el viento sopla sobre una superficie rugosa y produce turbulencia. Dichos efectos decrecen rápidamente con la altitud para hacerse despreciables al final de la capa límite, hacia un kilómetro de altura.

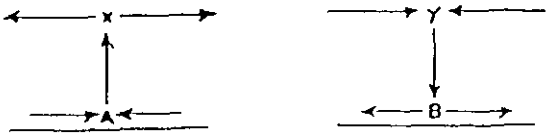
7.14 Convergencia y divergencia horizontales

Cuando en una columna atmosférica dada varía la masa de aire sobre una superficie horizontal, resultan variaciones de presión en la base de esta columna. A una disminución de masa corresponde un descenso de presión, a un aumento de masa corresponde un alza de presión.

Cuando el flujo de aire que penetra en una región determinada excede al flujo que sale de la misma, se dice que hay convergencia horizontal. Si la convergencia persiste, la acumulación de aire en la región considerada provocará un aumento de densidad. Pero los aumentos de densidad observados son débiles siempre y son los movimientos verticales quienes compensan la convergencia. Es así como se evita la acumulación de masa de aire.

El proceso inverso es la divergencia horizontal. Hay divergencia cuando el flujo de aire que sale de la región considerada excede al flujo de aire entrante. La divergencia provoca igualmente movimientos verticales.

Figura 7.5
Relaciones entre los movimientos verticales, la convergencia y la divergencia



Las depresiones y las líneas de vaguada en formación van acompañadas de convergencia en la baja troposfera y de divergencia en altitud. El efecto de la divergencia en altitud debe rebasar evidentemente al de la convergencia de las capas bajas, ya que la presión disminuye en superficie. La Figura 7.5 representa una divergencia horizontal en x que excede a la convergencia horizontal en A. Resulta entonces un movimiento ascendente.

Inversamente, los anticiclones y los dorsales en formación están acompañados de convergencia en altitud y de divergencia en la baja troposfera. En consecuencia, resulta un movimiento descendente. La Figura 7.5 representa una convergencia horizontal en y que excede a la divergencia horizontal en B, ya que la presión en superficie aumenta.

Si se produce una marcada disminución de presión en A, se forma un área de baja presión hacia lo cual se dirige el aire por la fuerza del gradiente de presión. La fuerza de Coriolis, proporcional a la intensidad del viento, es débil, mientras que el movimiento se acelera y el equilibrio con la fuerza del gradiente no se establece inmediatamente. Se forma entonces un lento movimiento ascendente sobre una extensa superficie. Si el aire es suficientemente húmedo se pueden formar masas nubosas importantes y se pueden producir precipitaciones.

Inversamente, un aumento de presión en B, origina un anticiclón en esta región que provoca un lento movimiento descendente (subsidencia) sobre una extensa superficie que impide la formación de nubes.

La fricción provoca, incluso cuando aumenta la fuerza de Coriolis, un flujo a través de las isobaras hacia las bajas presiones. Una convergencia de las capas bajas se asocia con los centros de baja presión y una divergencia con los anticiclones. Sin embargo, la capa límite es sólo afectada ligeramente y los movimientos verticales son débiles. La fricción en superficie puede provocar la formación de nubes, pero no puede explicar más que las precipitaciones muy débiles.

7.15 Advección del aire

La atmósfera es un medio en donde los movimientos de masa se producen con facilidad, permitiendo así el intercambio de calor por movimientos verticales u horizontales.

A menudo se utiliza en meteorología el término convección para designar a los movimientos verticales. Sin embargo, el valor de la velocidad de estos movimientos no excede, en general, a la centésima parte de la de los movimientos horizontales.

El movimiento horizontal se produce generalmente a gran escala y puede provocar el transporte de energía térmica desde las regiones tropicales hacia las zonas polares sobre distancias de miles de kilómetros.

El transporte horizontal de calor y de otras magnitudes físicas por el viento se llama advección. Este término, derivado del latín, significa "llevar hacia". Las corrientes de advección son más importantes y más persistentes que las corrientes verticales.

Sin embargo, los movimientos verticales tienen efectos importantes. Pueden provocar la formación de nubes. En el capítulo siguiente se verá la manera de distinguir las diferentes nubes.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué es un anemómetro? Descríbanse tres tipos de anemómetros rotatorios.

2. Redáctense notas breves sobre:

   a) la forma normal de exponer los instrumentos de medida del viento en superficie;

   b) el cambio de la dirección del viento;

   c) la turbonada;

   d) la capa límite o capa de fricción.

3. Expóngase, sirviéndose de esquemas, el movimiento geostrófico:

   a) en el hemisferio norte;

   b) en el hemisferio sur.

4. ¿Qué significan las expresiones siguientes?:

   a) viento del gradiente;

   b) movimiento ciclónico.

5. Enúnciese la Ley de Buys-Ballot. Muéstrese, con ayuda de esquemas, su aplicación para cada uno de los hemisferios.

6. Expónganse las diferencias que existen entre advección y convección.

CAPITULO VIII

CLASIFICACION DE LAS NUBES

Las nubes están en continua evolución en la atmósfera. La observación del cielo muestra una gran variedad de formas.

Cuando el vapor de agua cambia de estado, se forman gotitas de agua o partículas de hielo que son visibles a nuestros ojos, formando unas veces nubes altas y blancas, y otras veces bajas y oscuras o grises que cubren grandes extensiones del cielo.

El tiempo depende mucho del tipo de nubes que se formen en el cielo y, por eso, los meteorólogos se interesan por el estudio de la estructura y evolución de las mismas.

En el transcurso de los últimos años, las observaciones por satélites y, en particular, las fotografías de las nubes sobre todas las regiones del mundo han contribuido notablemente a su estudio, completando, junto con las observaciones de aeronaves, nuestros conocimientos en esta materia.

En el presente capítulo se examinarán cierto número de formas de nubes que influyen en las características más importantes del tiempo. Más tarde, a propósito de la observación, se entrará en los detalles de un mayor número de formas nubosas.

8.1 Nombres de las nubes

En el párrafo 10.8 del Volumen I "Ciencias de la Tierra", figuran dos categorías principales de nubes: las nubes cumuliformes, semejantes a los cúmulus, que están en general separadas unas de otras por zonas de cielo claro. Por el contrario, las nubes estratiformes se presentan en velos o en capas que ocultan grandes porciones de cielo.

Los nombres utilizados para designar las nubes sirven para describir su tipo y su forma. La palabra latina "nimbus" se añade al nombre que describe su forma, para indicar que van acompañadas de precipitación. El prefijo "fracto" o el adjetivo "fractus" (roto) se utiliza para especificar que las nubes están fragmentadas por causa del viento. La palabra "cirrus" (filamento) se emplea cuando las nubes tienen un aspecto filamentoso.

8.2 Géneros de nubes

Las nubes se clasifican en diez tipos principales denominados géneros. Estas, a su vez, se subdividen en especies y variedades que no se van a estudiar aquí.

Los diez géneros de nubes son:

a) Cirrus;
b) Cirrocumulus;
c) Cirrostratus;
d) Altocumulus;
e) Altostratus;
f) Nimbostratus;
g) Stratocumulus;

h) Stratus;
i) Cumulus;
j) Cumulonimbus.

8.3 Altura, altitud y dimensión vertical

Es a menudo importante precisar el nivel en el que están situadas ciertas partes de una nube. Para indicar tal nivel, pueden utilizarse dos conceptos, el de altura y el de altitud.

La altura de un punto (por ejemplo: la base de una nube) es la distancia vertical entre el nivel del lugar de observación y el nivel de ese punto. Es de advertir que el punto de observación puede encontrarse sobre una colina a una montaña.

La altitud de un punto es la distancia vertical entre el nivel medio del mar y el nivel de ese punto.

Los observadores de superficie utilizan en general el concepto de altura. Los observadores de aeronaves, sin embargo, se refieren generalmente a la altitud.

La dimensión vertical de una nube es la distancia vertical entre el nivel de su base y el de su cima.

8.4 Niveles

Las nubes están generalmente situadas a altitudes comprendidas entre el nivel del mar y el nivel de la tropopausa. El nivel de la tropopausa es variable en el espacio y en el tiempo; por lo tanto, las cimas de las nubes están más elevadas en los trópicos que en latitudes medias y altas.

Por convenio, la parte de la atmósfera donde habitualmente se presentan las nubes, se ha dividido en tres niveles llamados, respectivamente, alto, medio y bajo.

Cada piso está definido por el conjunto de niveles en los cuales las nubes de ciertos géneros se presentan con más frecuencia. Los pisos se traslapan algo y sus límites varían con la altitud. Las alturas aproximadas de estos límites se indican en kilómetros en el siguiente cuadro:

Niveles	Regiones polares	Regiones templadas	Regiones tropicales
Alto	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Medio	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Bajo	Desde la superficie terrestre hasta 2 km	Desde la superficie terrestre hasta 2 km	Desde la superficie terrestre hasta 2 km

Los niveles donde se encuentran seis de estos géneros son:

a) Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, en el nivel alto (nubes altas);

b) Altocumulus, en el nivel medio (nubes medias);

c) Stratocumulus y Stratus en el nivel bajo (nubes bajas).

En lo que concierne a los otros cuatro géneros, deben considerarse los puntos siguientes:

a) los Altostratus se presentan generalmente en el nivel medio, pero penetran a menudo en el nivel alto;

b) el Nimbostratus se observa casi invariablemente en el nivel medio, pero en general se extiende tanto que invade el nivel bajo, así como el alto;

c) los Cumulus y los Cumulonimbus tienen ordinariamente sus bases en el nivel bajo, pero a menudo tienen una dimensión vertical tan grande que sus cimas pueden penetrar en el nivel medio y acabar en el nivel alto.

Cuando se conoce la altura de una determinada nube, el concepto de nivel puede ser de cierta utilidad al observador para identificarla. El género debe entonces escogerse entre los que están normalmente situados en el nivel al que corresponde su altura.

8.5 Definición de los diez géneros de nubes

La Organización Meteorológica Mundial ha definido con propiedad los diez géneros en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes. Estas definiciones serán más significativas para el lector si, cuando estudie su definición, las compara con la fotografía de una nube típica.

Las definiciones y las abreviaturas adoptadas para los diez géneros de nubes son las siguientes:

a) Cirrus (Ci)

Nubes separadas en forma de filamentos blancos y delicados, o de bancos, o de franjas estrechas, blancas del todo o en su mayor parte. Estas nubes tienen un aspecto fibroso;

b) Cirrocumulus (Cc)

Banco, manto o capa delgada de nubes blancas, sin sombras propias, compuestas de elementos muy pequeños en forma de glóbulos, de ondas, etc., unidos o no, y dispuestos más o menos regularmente; la mayoría de los elementos tienen un diámetro aparente menor que un grado;

c) Cirrostratus (Cs)

Velo nuboso transparente y blanquecino, de aspecto fibroso (como de cabello) o liso, que cubre total o parcialmente el cielo y produce generalmente fenómenos de halo (solar o lunar);

d) Altocumulus (Ac)

Banco, o manto o capa de nubes blancas o grises, o a la vez blancas y grises, que tienen generalmente sombras propias, compuestas de losetas, guijarros, rodillos, etc., de aspecto, a veces, parcialmente fibroso o difuso, unidos o no; la mayoría de los pequeños elementos que están dispuestos regularmente tienen, por lo general, un diámetro aparente comprendido entre uno y cinco grados;

e) Altostratus (As)

Manto o capa nubosa grisácea o azulada, de aspecto estriado, fibroso o uniforme, que cubre total o parcialmente el cielo y que presenta partes suficientemente delgadas para dejar ver el Sol, al menos vagamente, como a través de un vidrio deslustrado. El altostratus no da lugar a fenómenos de halo;

f) Nimbostratus (Ns)

Capa nubosa gris, frecuentemente sombría, cuyo aspecto resulta velado por las precipitaciones más o menos continuas de lluvia o de nieve, las cuales, en la mayoría de los casos, llegan al suelo. El espesor de esta capa es, en toda su extensión, suficiente para ocultar completamente el Sol.

Por debajo de la capa existen frecuentemente nubes bajas, desgarradas, unidas o no con aquella;

g) Stratocumulus (Sc)

Bando, manto o capa de nubes grises o blanquecinas, o ambos colores a la vez, que tienen casi siempre partes oscuras, compuestas de losas, guigarros, rodillos, etc., de aspecto no fibroso (salvo el caso "virga"). unidos o no; la mayoría de los pequeños elementos, que están dispuestos regularmente, tienen un diámetro aparente mayor que cinco grados;

h) Stratus (St)

Capa nubosa generalmente gris, con base bastante uniforme, que puede dar lugar a llovizna, prismas de hielo o cinarra. Cuando el Sol es visible a través de la capa, su contorno se distingue netamente. El stratus no produce fenómenos de halo, salvo eventualmente a muy bajas temperaturas. A veces el stratus se presenta en forma de bancos desgarrados;

i) Cumulus (Cu)

Nubes aisladas, generalmente densas y con contornos bien delimitados, que se desarrollan verticalmente en protuberancias, cúpulas o torres, cuya grumosa parte superior se asemeja a menudo a una coliflor. Las porciones de estas nubes iluminadas por el Sol son casi siempre blancas y brillantes; su base, relativamente oscura, es sensiblemente horizontal. Los cumulus están a veces desgarrados;

j) Cumulonimbus (Cb)

Nube densa y potente, de considerable dimensión vertical, en forma de montaña o de enormes torres. Una parte al menos de su región superior es generalmente lisa, fibrosa o estriada y casi siempre aplanada; esta parte se extiende frecuentemente en forma de yunque o de vasto penacho.

Por debajo de la base de esta nube, a menudo muy oscura, existen con frecuencia nubes desgarradas, unidas o no con ella, y precipitaciones en forma de chubascos.

8.6 Identificación de las nubes

Aunque la clasificación de las nubes en forma tipo es muy útil, la identificación de las formas nubosas no es siempre un problema sencillo, ya que no resuelve las dificultades que resultan de una transición gradual de un tipo de nubes a otro.

Las nubes no se ajustan siempre a los tipos descritos por la clasificación artificial dada en el párrafo precedente. A veces, las nubes tienen una forma intermedia entre dos tipos y, en este caso, la experiencia y el criterio del observador juegan un papel importante.

Se encuentran gotitas de agua y cristales de hielo en la atmósfera fuera de las nubes. En el próximo capítulo se estudiarán los diversos fenómenos que resultan de la condensación y de la sublimación.

CUESTIONARIO

1. Exprésese la distinción entre nubes cumuliformes y estratiformes.

2. Redáctense breves notas sobre:

a) géneros de nubes;

b) altura a la base de una nube;

c) dimensión vertical de una nube.

3. ¿Qué se entiende por nivel? ¿En qué nivel se encuentran las nubes siguientes?:

a) Altcumulus;

b) Stratocumulus;

c) Cirrocumulus.

4. Determinados géneros de nubes se extienden a más de un nivel. Discútanse estas características para los géneros siguientes:

   a) Nimbostratus:

   b) Cumulonimbus;

   c) Altostratus.

5. ¿Cómo diferenciar cirrostratus de altostratus y de stratus?

6. Descríbanse sucintamente las características de las nubes siguientes:

   a) Cirrus;

   b) Cumulus.

CAPITULO IX

HIDROMETEOROS

Los fenómenos atmosféricos tales como la lluvia, la nieve y el granizo muestran de manera evidente que las gotitas de agua y cristales de hielo pueden existir en la atmósfera en forma distinta a la de las nubes. Estas partículas líquidas o sólidas se encuentran algunas veces en suspensión en el aire o caen hacia la superficie terrestre. También pueden ser elevadas por el viento y arrastradas en la atmósfera. Finalmente, sucede que las gotitas de agua y cristales de hielo se depositan sobre los objetos situados en el suelo o en el aire.

En este capítulo se estudiarán las características de las partículas sólidas o líquidas que interesa a los meteorólogos y también se verá cómo se pueden diferenciar unas de otras.

9.1 Definición de meteoro

Según la mayor parte de los diccionarios, los meteoros son los fenómenos visibles de la atmósfera. Los meteoros astronómicos originados por cuerpos que proceden del espacio y penetran en la atmósfera hacen que la mayoría de las gentes piensen en las "estrellas fugaces" cuando se utiliza la palabra meteoro.

Sin embargo, los meteoros no astronómicos son los más frecuentes. Por esta razón, los meteorólogos dan a esta palabra una definición particular para evitar confusiones con el significado astronómico.

Para el meteorólogo, un meteoro es un fenómeno, además de las nubes, observado en la atmósfera o en la superficie terrestre. Este fenómeno puede consistir en una precipitación, una suspensión o un depósito de partículas líquidas o sólidas o no; puede asimismo consistir en una manifestación de naturaleza óptica o eléctrica.

Los meteoros presentan características muy diversas. Sin embargo, teniendo en cuenta la natùraleza de sus partículas constitutivas o los procesos físicos que intervienen en su formación, se pueden clasificar en cuatro grupos principales:

a) hidrometeoros;

b) litometeoros;

c) fotometeoros;

d) electrometeoros.

9.2 Definición de los meteoros

La Organización Meteorológica Mundial ha definido estos cuatro grupos de meteoros en el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes. He aquí las definiciones:

a) Hidrometeoro

Un hidrometeoro es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas de agua, líquida o sólida, en caída o suspensión en la atmósfera, o levantadas de la superficie terrestre por el viento, o depositadas sobre los objetos en el suelo o en la atmósfera libre;

b) Litometeoro

Un litometeoro es un meteoro que consiste en un conjunto de partículas que, en su mayor parte, son sólidas y no acuosas. Estas partículas están más o menos en suspensión en la atmósfera, o son levantadas del suelo por el viento;

c) Fotometeoro

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido por reflexión, refracción, difracción o interferencias de la luz solar o lunar;

d) Electrometeoro

Un electrometeoro es una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica.

En el presente capítulo nos ocuparemos de los hidrometeoros. Los restantes meteoros serán estudiados posteriormente.

Los litometeoros comprenden el polvo, los humos, etc.; entre los fotometeoros se incluyen el arco iris, los halos, etc. Los relámpagos y el trueno se incluyen entre los electrometeoros.

9.3 Clasificación de los hidrometeoros

a) Caída de un conjunto de partículas que se originan principalmente en las nubes y que comprenden la lluvia, la llovizna, la nieve, la cinarra y los prismas de hielo;

b) caída de un conjunto de partículas que se evaporan o subliman antes de alcanzar la superficie terrestre (virga);

c) hidrometeoros formados por un conjunto de partículas en suspensión en el aire. La niebla y la neblina son análogas a las nubes, pero se consideran como meteoros, porque se producen en la proximidad de la superficie terrestre o en su contacto;

d) las partículas sólidas o líquidas levantadas de la superficie terrestre por el viento. La ventisca y los rociones no se observan más que en las capas más bajas de la atmósfera;

e) depósito sobre los cuerpos de partículas líquidas o sólidas. Comprende el rocío, la escarcha, la cencellada y la cencellada transparente. En el caso de la escarcha y de la cencellada las partículas pueden, en general, distinguirse aunque a menudo estén parcialmente unidas. Por el contrario, en el

caso de la cencellada transparente no se puede distinguir ninguna estructura granular, ya que se deposita en capas homogéneas y lisas.

9.4 Precipitación

La palabra precipitación se emplea para designar una caída de hidrometeoros que alcanzan finalmente la superficie terrestre. Por lo tanto, no se aplica a una virga que se desprende de la base de una nube, pero que no alcanza la superficie terrestre.

La medida de la cantidad de precipitación se expresa por la altura de la capa de agua que cubriría el suelo, supuesto perfectamente horizontal, si no se filtrase, evaporase ni escurriese y suponiendo, en su caso, que la precipitación sólida se hubiese fundido totalmente. A esta medida se llama altura de precipitación.

La intensidad de la precipitación es la razón de aumento de la altura de precipitación. También es igual a la rapidez con la cual la precipitación se acumula en un pluviómetro. Se acostumbra a expresarla con los términos débil, moderada o fuerte, aunque se presta a diversas interpretaciones.

Los hidrometeoros que consisten en una caída de partículas, pueden producirse en forma de chubasco más o menos uniforme (intermitente o continua). No hay que confundir las precipitaciones intermitentes con los chubascos.

Los chubascos se caracterizan porque empiezan y terminan bruscamente. Generalmente, tienen variaciones rápidas y algunas veces violentas en la intensidad de la precipitación y las gotas de agua, y las partículas sólidas que caen en el transcurso del chubasco son más grandes que las que caen en las otras precipitaciones.

Las precipitaciones intermitentes son aquéllas que no son continuas en la superficie terrestre. Sin embargo, la nube que las origina es más o menos continua. Estas precipitaciones se diferencian de los chubascos en que tanto su principio como su final no son bruscos. En las precipitaciones que no son chubascos no hay claros de nubes durante el transcurso de las mismas.

Los hidrometeoros pueden producirse en forma de chubascos o no, según las nubes que los originen. Los chubascos caen de las nubes cumuliformes oscuras, tales como los cumulonimbus; las precipitaciones que no son chubascos provienen de nubes estratiformes, tales como los altostratus y nimbostratus.

Por lo tanto, es posible a menudo identificar las nubes por las características de su precipitación; esta puede ser muy útil para la observación durante la noche, o el día en los casos dudosos.

9.5 Definición y descripción de los hidrometeoros

Para poder distinguir los diversos hidrometeoros, es necesario definirlos específicamente. En el Volumen I del Atlas Internacional de Nubes se dan sus definiciones y sus características generales:

a) Lluvia

Precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas de diámetro mayor de 0,5 mm, o bien de gotas más pequeñas, pero muy dispersas;

En general, las gotas de lluvia son más grandes que las gotas de llovizna. Sin embargo, las gotas observadas en el borde de una zona de lluvia pueden ser tan pequeñas como las de llovizna, debido a su evaporación parcial, entonces, la lluvia se distingue de la llovizna por el hecho de que las gotas de lluvia son menos numerosas que las de llovizna. En ciertos casos, las nubes pueden contener una cantidad anormalmente importante de finas partículas de polvo o arena, levantadas del suelo por una tempestad de polvo o de arena. Estas partículas pueden caer al suelo arrastradas por las gotas de lluvia ("lluvia lodosa"), a menudo, después de haber sido transportadas a distancias considerables.

Lluvia engelante

Lluvia cuyas gotas se congelan en el momento de su impacto con el suelo, con los objetos de la superficie terrestre, o con los aviones en vuelo;

b) Llovizna

Precipitación bastante uniforme, constituida exclusivamente por menudas gotas de agua (de diámetro menor que 0,5 mm), muy próximas unas a otras.

Las gotas de llovizna parecen flotar en el aire, de manera que hacen perceptibles los más pequeños movimientos atmosféricos.

La llovizna cae de una capa continua de Stratus, relativamente densa, generalmente baja, que incluso en algunos sitios puede tocar el suelo (niebla). Algunas veces, la llovizna puede proporcionar cantidades de agua bastante importantes (hasta 1 mm por hora), principalmente a lo largo de las costas y en las regiones montañosas.

Llovizna engelante

Llovizna cuyas gotas se congelan en el momento de su impacto con el suelo, con los objetos de la superficie terrestre, o con los aviones en vuelo;

c) Nieve

Precipitación de cristales de hielo en su mayor parte ramificados (algunas veces en forma de estrellas).

Los cristales ramificados están en ciertos casos mezclados con cristales no ramificados. Con temperaturas mayores que -5°C, aproximadamente, los cristales se sueldan generalmente entre sí formando copos;

d) Nieve granulada

Precipitación de gránulos de hielo, blancos y opacos. Estos gránulos son esféricos o, a veces, cónicos; su diámetro es de 2,5 mm, aproximadamente.

Estos granos son quebradizos y fácilmente aplastables; cuando caen sobre un suelo duro rebotan y a menudo se rompen. Las precipitaciones de nieve granulada se producen cuando la temperatura en superficie es próxima a 0°C y se presentan generalmente en forma de chubascos, mezclados con copos de nieve o con gotas de lluvia;

e) Cinarra

Precipitación de gránulos muy pequeños de hielo, blancos y opacos. Estos granulitos son relativamente aplastados o alargados; su diámetro, generalmente, es menor que 1 mm.

Cuando estos gránulos golpean un suelo duro rebotan, pero no se rompen. Generalmente caen en pequeñas cantidades, a menudo de un Stratus o de una niebla, pero nunca en forma de chubasco;

f) Hielo granulado

Precipitación de gránulos de hielo, transparentes o translúcidos, de forma esférica o irregular, raramente cónica y cuyo diámetro es de 5 mm o menos.

Estos gránulos generalmente rebotan cuando golpean un suelo duro y se puede oir el ruido de su impacto. Pueden subdividirse en dos tipos principales:

i) gotas de lluvia congeladas, o copos de nieve fundidos casi del todo y que se han congelado de nuevo. La congelación se produce generalmente en la proximidad de la superficie terrestre;

ii) gránulos de nieve envueltos en una fina capa de hielo, que se forma por congelación de gotitas interceptadas por los gránulos o del agua resultante de una fusión parcial de los mismos;

g) Granizo

Precipitación de glóbulos o trozos de hielo (pedrisco) cuyo diámetro es del orden de 5 mm a 50 mm, a veces mayor, y que caen separados los unos de los otros o aglomerados en bloques irregulares.

Los pedriscos están constituidos casi exclusivamente por hielo transparente o por una serie de capas de hielo transparente de un espesor mínimo de 1 mm, alternando con capas translúcidas. Las granizadas se observan habitualmente durante fuertes tormentas eléctricas;

h) Prismas de hielo

Caída de cristales de hielo no ramificados, que tienen la forma de agujas, de columnas o de placas, a menudo tan tenues que parecen en suspensión en la atmósfera, y que pueden caer de una nube o con cielo despejado.

Estos cristales son particularmente visibles cuando relucen a los rayos del Sol (polvo diamantino); entonces pueden producir una columna luminosa u otros fenómenos de halo. Este hidrometeoro, que es frecuente en las regiones polares, se observa con temperaturas muy bajas y en masas de aire estable;

i) Niebla

Suspensión en la atmósfera de gotas muy pequeñas de agua, que reducen la visibilidad horizontal sobre la superficie de la Tierra a menos de 1 km.

Cuando están suficientemente iluminadas, las gotas de niebla *son, en general, perceptibles individualmente a simple vista;* entonces es posible verlas moviéndose de una manera un poco desordenada. En la niebla, el aire da la impresión de pegajoso y húmedo, y la humedad relativa generalmente se aproxima al 100 por ciento.

Este hidrometeoro forma un velo blanquecino que recubre el paisaje; cuando contiene partículas de polvo o de humo puede tomar una débil coloración, a menudo amarillenta. En este caso, la niebla dura más que cuando está constituida solamente por gotitas de agua.

Niebla helada

Suspensión en la atmósfera de cristales de hielo muy numerosos y minúsculos que reducen la visibilidad en la superficie terrestre.

A menudo estos cristales relucen a los rayos solares. La niebla helada puede dar lugar a fenómenos ópticos tales como columna luminosa, pequeño halo, etc;

j) Neblina

Suspensión en la atmósfera de gotitas microscópicas de agua o de partículas higroscópicas húmedas que reducen la visibilidad en la superficie terrestre.

En la neblina, el aire generalmente no da la sensación de pegajoso y húmedo. En la neblina la humedad relativa está muy por debajo del 100 por ciento.

Este hidrometeoro forma un velo grisáceo, generalmente poco denso, que recubre el paisaje;

k) Ventisca

Conjunto de partículas de nieve levantadas del suelo por un viento bastante fuerte y turbulento.

Las condiciones de viento (intensidad y turbulencia) necesarias para provocar la aparición de este hidrometeoro dependen del estado superficial de la nieve y de su edad.

i) Ventisca_baja

Conjunto de partículas de nieve levantadas por el viento hasta poca altura sobre el suelo. La visibilidad no se reduce sensiblemente al nivel de la mirada del observador.

Los obstáculos más bajos están velados y enmascarados por la nieve en movimiento. La trayectoria de las partículas de nieve es sensiblemente paralela a la superficie del suelo.

ii) Ventisca_alta

Conjunto de partículas de nieve levantadas del suelo por el viento a grande o bastante altura. La visibilidad horizontal al nivel de la mirada del observador es generalmente muy reducida.

La concentración de partículas de nieve es suficiente algunas veces para velar el cielo e incluso el Sol. Las partículas de nieve están casi siempre fuertemente movidas por el viento;

l) Rociones

Conjunto de gotitas de agua arrancadas por el viento en la superficie de una vasta extensión de agua, generalmente en las crestas de las olas, y transportadas a poca distancia en la atmósfera.

Cuando la superficie del agua está suficientemente agitada, estas gotitas pueden ir acompañadas de espuma;

m) Rocío

Depósito de gotas de agua procedentes de la condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera, cuando hay cielo despejado, sobre los objetos del suelo o cerca del suelo.

El rocío se forma cuando:

i) la superficie de los objetos se enfría por debajo del punto de rocío del aire; tal enfriamiento se debe, en general, a la radiación nocturna y el rocío se deposita principalmente sobre los objetos del suelo o cerca del suelo;

ii) el aire caliente y húmedo entra en contacto con una superficie más fría, cuya temperatura es menor que la del punto de rocío del aire; en general, es la consecuencia de un proceso de advección.

Rocío blanco

Depósito blanco de gotas de rocío congeladas;

n) Escarcha

Depósito de hielo de aspecto cristalino, que aparece la mayoría de las veces en forma de escamas, de plumas o de abanicos.

Este hidrometeoro se forma de manera análoga al rocío, pero con temperaturas menores que 0°C;

o) Cencellada blanca

Depósito de hielo, constituido por gránulos más o menos separados por cámaras de aire, algunas veces ornados con ramificaciones cristalinas.

La cencellada blanca se forma por congelación rápida de gotitas muy pequeñas de agua en subfusión. El espesor de este depósito puede aumentar hasta el punto de formar una capa espesa.

En el suelo o cerca del suelo, la cencellada se deposita sobre los objetos, principalmente sobre sus superficies expuestas al viento y, en particular, sobre sus partes puntiagudas y sus aristas. Este depósito es debido a la congelación de las gotitas de agua subfundidas en la niebla o, en las regiones montañosas, a la congelación de gotitas de agua subfundida en las nubes.

En la atmósfera libre, la cencellada puede depositarse sobre las partes de las aeronaves expuestas al viento relativo; este tipo de engelamiento da un depósito desmenuzable que tiene el aspecto de una masa costrosa de gránulos de nieve;

p) Cencellada transparente o hielo liso

Depósito de hielo, generalmente homogéneo y transparente, que proviene de la congelación de gotitas de llovizna o de gotas de lluvia, en subfusión, sobre las superficies de los cuerpos que están a una temperatura menor o un poco mayor que 0°C.

La cencellada transparente y el hielo liso pueden también resultar de la congelación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia no subfundidas cuando hacen impacto sobre las superficies de cuerpos que están a una temperatura netamente menor que 0°C.

En el suelo, el hielo liso se observa cuando las gotas de lluvia atraviesan una capa de aire de espesor considerable, cuya temperatura es menor que la del punto de congelación.

En la atmósfera libre, la cencellada transparente y el hielo liso se presentan en forma de capa de hielo transparente compacto y liso. La cencellada transparente se forma en las nubes que contienen grandes gotas de agua en subfusión, y que se congelan después de su impacto sobre las partes de las aeronaves expuestas al viento relativo; en otras ocasiones, el hielo liso puede cubrir todas las partes de una aeronave expuesta a la precipitación subfundida.

Nota: El hielo liso en el suelo no debe confundirse con una capa de hielo que recubra el suelo, formado por uno de los siguientes procesos: i) el agua que proviene de una precipitación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia no subfundidas se hiela posteriormente sobre el suelo; ii) el agua que proviene de la fusión completa o parcial de una capa de nieve en el suelo se hiela de nuevo; iii) la nieve del suelo se ha vuelto compacta y dura debido a la circulación de vehículos;

q) Tromba

Fenómeno que consiste en un torbellino de viento, a menudo intenso, cuya presencia se manifiesta por una columna nubosa o un cono nuboso invertido en forma de embudo, que sale de la base de un Cumulonimbus, y por una "cepa" constituida por gotitas de agua levantadas de la superficie del mar, o por polvo, arena o diferentes residuos levantados del suelo.

El eje de la columna nubosa puede ser vertical, inclinado o algunas veces sinuoso. Frecuentemente sucede que la columna nubosa alcanza la cepa.

En el torbellino el aire está animado de rápido movimiento giratorio, casi siempre en sentido ciclónico, movimiento que incluso se puede observar a alguna distancia de la columna nubosa y de la "cepa". El aire generalmente está en calma a una distancia mayor.

El diámetro de la columna nubosa, que normalmente es del orden de diez metros, puede en ciertas regiones alcanzar algunas veces varios cientos de metros. Es posible observar en ciertas ocasiones trombas bajo una misma nube.

En América del Norte, las trombas (tornados) provocan a menudo daños muy importantes; el efecto destructor de su paso puede hacerse sentir sobre una zona cuyo ancho alcanza hasta 5 km y su longitud es de varios cientos de kilómetros.

También puede suceder que se observen trombas de débil intensidad debajo del Cumulus.

9.6 Relaciones entre las precipitaciones y los géneros de nubes

Cuando las partículas que caen alcanzan el lugar de observación, es posible determinar su naturaleza. Debido a la estrecha asociación que existe entre los hidrometeoros y ciertos géneros de nubes, el conocimiento de la naturaleza de sus partículas constitutivas facilita, a menudo, la identificación de las nubes presentes en el cielo. El Cuadro 9.1 indica las diferentes partículas de precipitación y el género de la nube que las originó.

Cuadro 9.1

Precipitación asociada a los géneros de nubes

Hidrometeoros	Género de nubes					
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
Lluvia	+	+	+		+	+
Llovizna				+		
Nieve	+	+	+			+
Nieve granulada			+			+
Cinarra				+		
Hielo granulado	+	+				+
Prismas de hielo*				+		

* Un observador en una aeronave puede encontrar prismas de hielo bajo Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus y Altocumulus.

9.7 Velocidad de caída de las gotas de agua

Un cuerpo que cae en el aire está sometido a tres fuerzas:

a) la gravedad;

b) el empuje;

c) la resistencia del aire debida a su movimiento.

Al principio de su caída, el cuerpo acelera, porque la fuerza de gravedad es más grande que la suma de las otras dos. Sin embargo, la resistencia del aire aumenta con la velocidad de caída hacia la Tierra.

A menos que el cuerpo no alcance el suelo antes, las fuerzas acaban por equilibrarse y la velocidad de caída se hace constante. Es lo que se llama velocidad límite de caída.

Un paracaídas cae al principio con velocidad acelerada, pero poco después de abrir su paracaídas desciende a velocidad constante. Las hojas al caer alcanzan también su velocidad límite. De la misma manera, las gotas de lluvia caen al principio acelerando hasta una velocidad máxima y luego continúan a velocidad constante.

La velocidad límite de caída es mayor cuanto más grande es la gota. El Cuadro 9.2 muestra la correspondencia entre la velocidad límite y el tamaño de las gotas.

Cuadro 9.2

Velocidad límite de caída de las gotas de agua

Diámetro (μ)	Velocidad límite ($m\ s^{-1}$)
2	0.00012
8	0.00192
100	0.27
200	0.72
500	2.06
1000	4.03
2000	6.49
5000	9.09
5800	9.17

($1\ \mu = 10^{-3}$mm $= 10^{-6}$m)

9.8 Deformación de las gotas de lluvia

Las gotas de lluvia se deforman durante su caída, tanto más, cuanto más grandes son.

Esto explica el hecho de que no se observa arco iris más que para ciertos tamaños de gotas. El arco iris resulta de la dispersión de la luz visible del Sol para las diversas longitudes de onda que comprenden los colores del arco iris.

La dispersión resulta de la refracción y de la reflexión interna de la luz solar en las esferas de agua. Sin embargo, más allá de un cierto tamaño, las gotas dejan de ser esféricas, son un poco aplanadas por debajo y la dispersión no se observa.

Incluso en el caso de gotas de lluvia esféricas, el arco iris no se produce si son demasiado pequeñas. Cuando su diámetro es del orden de algunas longitudes de onda de la luz, son otros los fenómenos ópticos los que se producen.

El mayor tamaño que figura en el Cuadro 9.2 es, aproximadamente, el límite superior del tamaño de las gotas de lluvia. Más allá de este límite, la deformación es tal que las gotas se rompen en gotitas más pequeñas. Por

consiguiente, hay un límite tanto para el tamaño como para la velocidad de caída de las gotas de lluvia.

La caída de los hidrometeoros hacia la superficie terrestre no puede producirse hasta después de la formación de las nubes en la atmósfera. Estas nubes se forman cuando el enfriamiento del vapor de agua alcanza el punto en que se transforma en gotas líquidas o en cristales de hielo.

Este enfriamiento del aire húmedo para formar nubes se produce únicamente por movimientos verticales. En el capítulo siguiente se estudiarán algunos de los procesos físicos que provocan el movimiento ascendente del aire.

CUESTIONARIO

1. Enumérense los cuatro tipos de meteoros que presentan un particular interés para los meteorológos. Dar dos ejemplos de cada uno de estos tipos.

2. Redáctense breves notas sobre:

   a) la intensidad de las precipitaciones;

   b) la velocidad límite de caída;

   c) la virga.

3. Descríbanse las características de los chubascos y de las precipitaciones intermitentes ¿Cómo se distinguen?

4. Compárense y opónganse los siguientes hidrometeoros:

   a) lluvia y llovizna;

   b) niebla y neblina;

   c) nieve y granizo;

   d) nieve granulada y cinarra;

   e) cencellada blanca y hielo liso.

5. Si las precipitaciones se producen durante la noche, nómbrense los géneros de nubes que producen los hidrometeoros siguientes:

   a) lluvia;

   b) nieve;

   c) llovizna.

CAPITULO X

ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMOSFERA

La formación de las nubes y de las precipitaciones en la atmósfera resultan, frecuentemente, de los movimientos verticales. A veces, se hacen visibles por la formación de nubes, pudiéndose producir igualmente los movimientos verticales en ausencia de nubes.

Aunque la escala de los movimientos verticales en la atmósfera sea en general bastante menor que la de los movimientos horizontales, pueden, si están bien desarrollados o son extensos, tener efectos importantes.

Los movimientos verticales son la causa de diversos fenómenos meteorológicos. Así, pueden provocar ráfagas o calmas irregulares durante algunos segundos o bien movimientos ascendentes o descendentes potentes que persisten durante algunos minutos en las tormentas eléctricas. Movimientos más lentos pero más extensos pueden mantenerse durante varios días a escala sinóptica.

Todos estos movimientos están relacionados con la estabilidad vertical de la atmósfera y se estudiará cómo se producen.

10.1 Procesos adiabáticos en la atmósfera

Hemos visto ya, en el párrafo 10.6 del Volumen I, "Ciencias de la Tierra" cual es la naturaleza de los procesos adiabáticos. Un proceso se dice adiabático cuando se realiza sin intercambio de calor con el medio que le rodea. Por ejemplo: una partícula de aire puede tener variaciones de volumen o de presión sin intercambio de calor en el exterior.

La mayor parte de los cambios rápidos de presión en la atmósfera son adiabáticos o casi adiabáticos. Esto por tres razones principales: en primer lugar, el aire es mal conductor de calor; en segundo lugar, la mezcla de una partícula de aire con el medio que la rodea es relativamente lenta; y por último, los intercambios radiativos son débiles a corto plazo.

Una partícula de aire no saturada puede expandirse adiabaticamente cuando se eleva y penetra en capas de menor presión. Al ocurrir esto, la partícula se enfría según un gradiente térmico vertical adiabático que corresponde aproximadamente a 10°C por kilómetro, a condición de que el aire se mantenga no saturado. Una compresión adiabática provocará un calentamiento adiabático seco del mismo valor.

La expresión gradiente térmico vertical adiabático seco es aplicable al aire húmedo pero no saturado, porque tiene más o menos las mismas variaciones de temperatura que el aire perfectamente seco. Es necesario, sin embargo, insistir sobre el hecho de que esto es aplicable cuando el aire no está saturado.

Algunas veces, sin embargo, el aire húmedo puede volverse saturado debido al enfriamiento; si las partículas de este aire continúan a elevarse y expandirse, una parte del vapor de agua se condensa y la nube empieza a formarse. El calor latente liberado por la condensación compensa en parte el enfriamiento adiabático debido a la expansión.

Si el aire está saturado su gradiente térmico es, por lo tanto, menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco y se dice que se enfría según un gradiente térmico vertical adiabático húmedo o saturado.

El valor del gradiente térmico vertical adiabático saturado o húmedo (Q_h) depende de la presión y sobre todo de la temperatura ya que, a temperatura más alta, la cantidad de vapor de agua que el aire puede contener es más grande, la cantidad de calor latente liberada es mayor y el enfriamiento es menor.

Es, pues, imposible hallar un valor único del gradiente térmico vertical adiabático húmedo.

El Cuadro 10.1 muestra los valores del enfriamiento adiabático húmedo a diferentes presiones y diversas temperaturas.

Cuadro 10.1

Gradientes térmicos verticales adiabáticos saturados

Temperatura (°C)	Gradiente térmico vertical adiabático saturado (°C por kilómetro)	
	Presión (hPa)	
	1000	500
30	3,6	
20	4,5	
10	5,6	4,2
0	6,9	5,4
-10	8,1	6,8
-20	8,8	8,4

Se verá, para ciertos ejemplos, que se utiliza el valor de 5°C por kilómetro para el enfriamiento adiabático del aire saturado. Esto no es más que una comodidad y es necesario tener cuidado en los casos reales utilizando el valor apropiado.

10.2 Gradiente térmico vertical real

En el Capítulo II se han descrito las diversas capas que componen la atmósfera en función de la variación vertical de temperatura tomada en las condiciones medias que existen.

En realidad, la distribución vertical de temperatura, en un lugar dado y en un instante dado se aparta siempre más o menos de estas condiciones. Por esto, es necesario determinar la distribución vertical de temperatura lanzando radiosondas, que la miden. De este modo se puede también determinar la humedad y la presión en la altura.

El conocimiento de la distribución vertical de la temperatura permite a los meteorólogos determinar para todos los niveles el gradiente térmico vertical real, es decir, la razón de disminución de la temperatura con la altura.

El gradiente térmico vertical real (Q) es positivo cuando la temperatura disminuye con la altura. Al contrario, cuando en una capa atmosférica la temperatura aumenta con la altura, el gradiente término vertical es negativo y se dice que ocurre una inversión de temperatura.

El gradiente térmico vertical real puede ser mayor, igual, o menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco para su partícula de aire no saturado que se mueve verticalmente. Este gradiente térmico vertical también puede diferir del gradiente térmico vertical adiabático húmedo de una partícula de aire saturado en movimiento vertical. Estas diferencias pueden ser la causa de importantes fenómenos atmosféricos.

10.3 Estabilidad

Se dice que un objeto está en estado de equilibrio en una posición dada, cuando las fuerzas que actúan sobre él se compensan exactamente dejándolo inmóvil.

Cuando se aparta ligeramente un objeto en estado de equilibrio de su posición, las fuerzas que se ejercen sobre él pueden obrar de diversas maneras:

- si tienden a volver el objeto a su posición de equilibrio inicial se dice que el equilibrio es estable;
- si, por el contrario, tiende a separarlo todavía más de su posición de equilibrio inicial, el equilibrio es inestable;
- por último, si en su nueva posición, el objeto está todavía en equilibrio, se dice que el equilibrio es indiferente.

La figura 10.1 muestra los diferentes casos de equilibrio para un objeto esférico colocado sobre superficies de formas diversas.

a) EQUILIBRIO ESTABLE

b) EQUILIBRIO INESTABLE

c) EQUILIBRIO INDIFERENTE

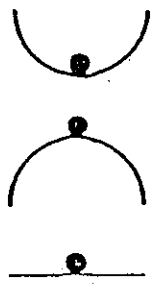


Figura 10.1
Casos de equilibrio

10.4 Método de la partícula

Uno de los métodos que se utilizan para apreciar la posibilidad de movimientos verticales en la atmósfera, consiste en estudiar el desplazamiento vertical de partículas de aire que se suponen inicialmente en equilibrio con los que los rodean porque las fuerzas que actúan sobre ellas se compensan exactamente.

Si, después de un pequeño desplazamiento vertical hacia arriba, la partícula tiende a volver a su nivel, su equilibrio es estable. Se dice que la atmósfera es estable. En una atmósfera estable los movimientos verticales son limitados o no existen. Por ejemplo, el desarrollo vertical de nubes es limitado en las regiones estables de la atmósfera.

Por el contrario, se trata de una atmósfera inestable cuando la partícula de aire desplazada hacia arriba tiende a continuar elevándose. En una atmósfera inestable, los movimientos verticales predominan y pueden, si el aire alcanza la saturación, formar nubes de gran desarrollo vertical.

La atmósfera está en equilibrio indiferente cuando el aire, después de un desplazamiento vertical, no se mueve ni hacia arriba ni hacia abajo a partir de su nueva posición.

En los tres casos, el sentido del desplazamiento que tiende a tomar la partícula de aire en su nueva posición depende de la temperatura que ha alcanzado en comparación con la del aire que le rodea.

El equilibrio estable, inestable o indiferente de la atmósfera depende, pues, de la variación de la temperatura con la altura. Examínense sucesivamente el caso del aire no saturado y el del aire saturado.

10.5 Movimientos verticales del aire no saturado

Supóngase una parte de la atmósfera donde el aire no está saturado, que su humedad relativa está muy por debajo del 100 por ciento y que la temperatura en superficie es de 20°C. A partir de estas suposiciones analicemos los tres diferentes gradientes térmicos verticales reales:

a) supóngase un gradiente térmico vertical real de 8°C por kilómetro y véase, en la Figura 10.2, la distribución de la temperatura hasta tres kilómetros de altura.

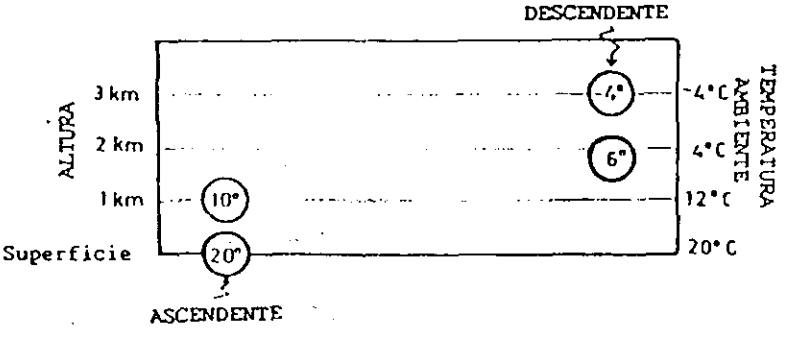


Figura 10.2
Atmósfera estable
para el aire no saturado

Considérese que la partícula de aire, en equilibrio cerca de la superficie terrestre, se desplaza hasta un kilómetro de altura y que, al expanderse, se enfría adiabáticamente 10°C por kilómetro mientras la temperatura ambiente es de 12°C. Si se observa la Figura 10.2 se notará que a ese nivel la partícula está 2°C más fría y, desde luego, más densa que el medio que la rodea, por lo que tenderá a regresar a su nivel de origen, en el cual, suponiendo que la compresión es adiabática, tendrá su temperatura inicial de 20°C.

La partícula desplazada hacia arriba, a partir de su posición de equilibrio, regresa a su posición original, por lo tanto, la atmósfera es estable. En este caso, el gradiente térmico vertical real (Q) (8°C por kilómetro) es menor que el gradiente térmico vertical adiabático seco (Q°) (10°C por kilómetro).

Se tiene una atmósfera estable cuando:

$$Q < Q^{\circ} \qquad .....(10.1)$$

si la partícula de aire permanece no saturada durante su movimiento;

b) Supóngase que el gradiente térmico vertical real es de 11°C por kilómetro y véase, en la Figura 10.3, la distribución de la temperatura hasta tres kilómetros de altura.

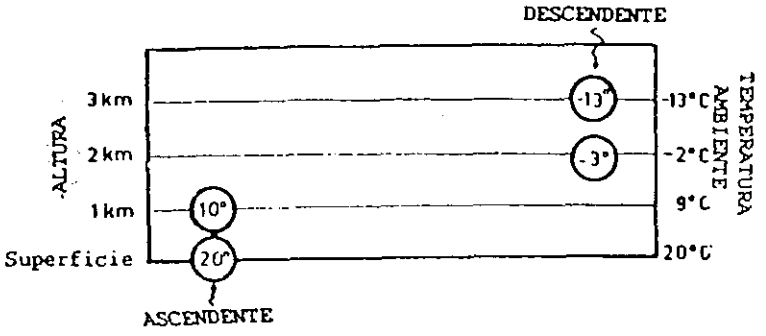


Figura 10.3
Atmósfera inestable
para el aire no saturado

De este modo, al igual que en el anterior, la partícula de aire llega hasta un kilómetro de altura donde su temperatura es de 10°C. Si se observa la Figura 10.3, se notará que a ese nivel la partícula está 1°C más caliente y, desde luego, menos densa que el medio que la rodea, por lo que será forzada a continuar ascendiendo y a alejarse, cada vez más, de su nivel original, por lo tanto la atmósfera es inestable.

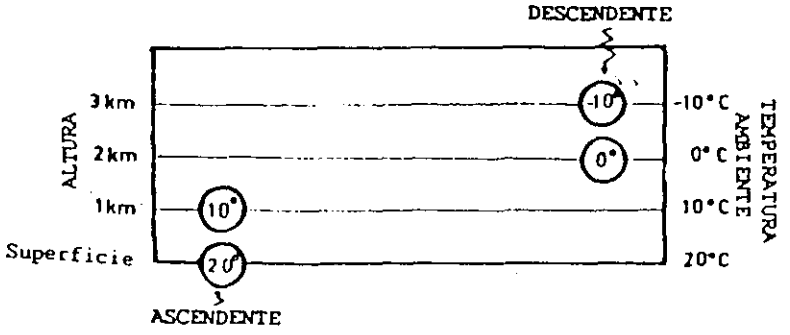
En este caso, el gradiente térmico vertical real (11°C por kilómetro) es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático seco (10°C por kilómetro). Luego, se tiene una atmósfera inestable cuando:

$$Q > Q^{\circ} \qquad .....(10.2)$$

si la partícula de aire permanece no saturada durante el movimiento;

c) Supóngase un gradiente térmico vertical real de 10°C por kilómetro y véase, en la Figura 10.4, que este gradiente es igual al gradiente térmico vertical adiabático seco. En este caso, si la partícula se desplaza hasta un kilómetro de altura tendrá una temperatura igual a la del medio ambiente, por lo tanto, tiende a permanecer en su nueva posición. En estas condiciones se dice que la atmósfera es indiferente.

Figura 10.4
Atmósfera en equilibrio
indiferente para el aire
no saturado



Para una atmósfera indiferente se tiene:

$$Q = Q^{\circ} \qquad .....(10.3)$$

si la partícula permanece no saturada.

En las explicaciones precedentes sólo se han considerado los desplazamientos hacia arriba. Sin embargo, en el ángulo superior derecho de cada figura, la temperatura cambia cuando la partícula desciende desde los tres kilómetros hasta los dos kilómetros.

Durante el descenso la partícula se comprime adiabáticamente y se calienta 10°C por kilómetro. Bajo esta consideración se podrá comprobar que:

si	$Q < Q^{\circ}$	la partícula regresa al nivel de tres kilómetros (atmósfera estable);
	$Q > Q^{\circ}$	la partícula continúa su descenso (atmósfera inestable):
	$Q = Q^{\circ}$	la partícula permanece al nivel de dos kilómetros (atmósfera indiferente).

10.6 Movimiento vertical del aire saturado

Cuando una partícula de aire está saturado, la liberación de calor latente por la condensación reduce el enfriamiento en el curso de la expansión adiabática. Es necesario utilizar el gradiente térmico vertical adiabático saturado o húmedo (Q^{h}) en lugar del gradiente térmico vertical adiabático seco (Q°). En lo sucesivo, a los gradientes antes citados se les denominará enfriamiento adiabático saturado o húmedo y enfriamiento adiabático seco, respectivamente.

El grandiente adiabático saturado varía en función de la temperatura y de la presión, pero se supondrá aquí, por comodidad, que tiene un valor igual a 5°C por kilómetro.

El lector podrá determinar por sí mismo lo que pasa en el caso de que siendo la tempertura en superficie de 20°C, el gradiente térmico vertical real es igual a 4°C por kilómetro. Se supondrá primeramente que una partícula en la superficie es desplazada hasta 1 km de altura y se estudiará el resultado. Se examinará a continuación lo que sucede a una partícula de aire saturado que desciende de 3 km a 2 km.

Se repetirá este ejercicio en el caso de que el gradiente térmico vertical real sea de 8°C por kilómetro y, después, cuando sea igual a 5°C por kilómetro.

Se debe llegar a las conclusiones siguientes:

atmósfera estable si	$Q < Q_{h}$
atmósfera inestable si	$Q > Q_{h}$
atmósfera indiferente si	$Q = Q_{h}$

(para una partícula de aire saturado).

10.7 Inestabilidad condicional

Se notará que, en el caso de que el gradiente térmico vertical real sea igual a 8°C por kilómetro, se tendrá al mismo tiempo:

$$Q < Q_o$$
$$y\ Q > Q_h$$

La atmósfera es, pues, estable para el aire no saturado, mientras que es inestable para el aire saturado.

Esto es lo que se denomina inestabilidad condicional y ocurre cuando:

$$Q^h < Q < Q_o$$

10.8 Resumen

La estabilidad del equilibrio de una partícula de aire tomada en reposo, que se acaba de estudiar, se denomina estabilidad estática. Es útil conocerla, pues ello indica la posibilidad o imposibilidad de movimientos verticales.

En los párrafos precedentes se ha supuesto que una partícula de aire está sometida a un pequeño desplazamiento vertical que la conduce a una región donde la presión es diferente. De esto resulta un cambio de volumen y, suponiendo que no hay intercambio de calor con el medio que le rodea, la partícula se expande o se comprime adiabáticamente.

Es razonable suponer que los procesos atmosféricos estudiados sobre una duración del orden de un día son adiabáticos por las razones siguientes:

a) el aire es mal conductor del calor;

b) la mezcla de una partícula de aire con el aire que la rodea es lenta.

Sin embargo, en ciertos casos la mezcla del aire con el medio que le rodea puede llegar a ser importante. Por ejemplo: en el curso del desarrollo de nubes cumuliformes, tales como los cumulonimbus, el aire circundante puede ser llevado a las zonas de ascenso. Este proceso, durante el cual una mezcla de aire se produce, se denomina arrastre.

Los meteorólogos utilizan métodos especiales para determinar la estabilidad de la atmósfera cuando el arrastre es importante. Es necesario, en efecto, tener en cuenta los intercambios de calor, pero también las modificaciones de la humedad del aire.

Es importante, igualmente, tener en cuenta las variaciones no adiabáticas de temperatura cuando se quieren prever los movimientos verticales con más de 24 horas de anticipación. Los procesos no adiabáticos comprenden las pérdidas y ganancias de calor por radiación.

La determinación de la estabilidad estática por el método de la partícula parece ser, en general, un método cómodo que suministra indicaciones útiles sobre la posibilidad de movimientos verticales. Es particularmente útil, para cortos períodos de tiempo, la determinación del gradiente térmico

vertical real a partir de las observaciones de radiosondeo, con el cual se determina la estabilidad atmosférica.

Se ha visto que intervienen dos factores, sobre todo, en la determinación de la estabilidad de la atmósfera para los procesos de corta duración:

a) la variación de temperatura en la atmósfera en función de la altura, expresada por el gradiente térmico vertical real;

b) la variación de temperatura con la altura en una partícula que se desplaza verticalmente.

En lo referente al apartado b) se utiliza el enfriamiento adiabático seco cuando el aire no está saturado. Cuando el aire llega a saturarse, es necesario utilizar el enfriamiento adiabático saturado apropiado.

Se puede, pues, resumir los diferentes casos de la manera siguiente:

a)	si $Q < Q_h$	la atmósfera siempre es estable;
b)	si $Q_h < Q < Q_o$	la atmósfera es estable si el aire no está saturado, pero es inestable para el aire saturado (es decir que la inestabilidad es condicional);
c)	si $Q > Q_o$	la atmósfera es siempre inestable.

Cuando se tiene un gradiente térmico vertical real igual, ya sea al enfriamiento adiabático seco, ya sea al enfriamiento adiabático saturado, es posible que el equilibrio sea indiferente.

10.9 Nivel de condensación de la partícula por levantamiento

Considérese una partícula de aire no saturada que asciende en la atmósfera. En el curso de este movimiento ocurre el enfriamiento adiabático seco y, si el movimiento continúa, termina por enfriarse lo bastante para hacerse saturada.

Si continúa enfriándose, se produce la condensación y se forma una nube. El nivel en que se produce la condensación es el nivel de condensación por levantamiento.

El enfriamiento de una partícula que continúa elevándose por encima del nivel de condensación es más lento debido al calor latente liberado, que compensa en parte el enfriamiento adiabático. Es el enfriamiento adiabático del aire saturado el que debe entonces ser comparado con el gradiente térmico vertical real dado por el radiosondeo.

10.10 Turbulencia atmosférica

El examen del registro de un anemógrafo muestra que el viento en superficie tiene variaciones rápidas e irregulares de intensidad y de dirección. Estas fluctuaciones indican que el flujo de aire es turbulento, formándose numerosos torbellinos en las proximidades de la superficie terrestre.

Es difícil determinar la estructura exacta de estos torbellinos ya que son muy irregulares. En particular, sus ejes de rotación pueden tener todas las direcciones.

El grado de turbulencia se ha demostrado que depende de numerosos factores, tales como la intensidad del viento, la rugosidad de la superficie, el gradiente término vertical real, etc.

Los meteorólogos distinguen entre dos tipos de turbulencia:

a) la turbulencia térmica;

b) la turbulencia mecánica.

La turbulencia térmica resulta de la convección debida al calentamiento en superficie por la insolación del suelo. Puede igualmente originarse del paso de una masa de aire relativamente fría sobre una superficie terrestre u oceánica más caliente.

El aumento de la temperatura en las capas muy bajas tiene como consecuencia el aumento del gradiente térmico vertical real, haciéndose finalmente la atmósfera inestable. Las corrientes de convección que se desarrollan constituyen una forma de turbulencia.

En las nubes convectivas y, particularmente, en las tormentas eléctricas la liberación de calor latente suministra una energía que provoca movimientos ascendentes y descendentes que corresponden a torbellinos de gran escala. Estos torbellinos, a su vez, originan torbellinos más pequeños de tamaños diversos.

La turbulencia térmica o la convección no provocan siempre la formación de nubes. En las regiones calientes y áridas, la humedad de la atmósfera puede ser insuficiente para que la condensación se produzca. La turbulencia puede, sin embargo, ser muy grande en estas condiciones. Las aeronaves son muy sensibles a ellas y los aspectos de la turbulencia se parecen a las "sacudidas" que sufre un automóvil que atraviesa un camino con baches. Los efectos de la turbulencia se perciben en algunas regiones cuando se forman tempestades de arena o de polvo.

El otro tipo de turbulencia, la turbulencia mecánica, también llamada turbulencia por fricción, está muy generalizada y resulta de la rugosidad del suelo. La turbulencia se acentúa por el paso del aire sobre los edificios, los árboles, las colinas, etc. También puede originarse por el cizallamiento del viento.

Cuando un fluido circula en las proximidades de una superficie límite estacionaria, la intensidad, que es nula en contacto con la superficie, crece progresivamente al atravesar la capa de fricción o capa límite. A distancia suficiente, la velocidad del fluido no se altera por la presencia de la superficie límite: es el movimiento libre que no es frenado por la fricción. El movimiento es regular o laminar cuando la intensidad del movimiento libre es menor que un valor límite que depende del fluido y de la estructura de la superficie.

Al contrario, cuando la intensidad del flujo libre pasa de un cierto límite, el movimiento se hace inestable y se transforma en movimiento turbulento. Los torbellinos se forman cerca de la superficie límite y derivan

luego hacia la corriente. La capa de fricción o capa límite tiene mayor espesor cuando el movimiento es turbulento.

Los torbellinos producidos en el curso de la turbulencia mecánica tienen ejes que pueden tener todas las direcciones. Se desarrollan tanto más fácilmente cuando la intensidad del viento es alta o el gradiente térmico vertical real es grande.

La turbulencia mecánica es menor sobre el mar o sobre un terreno relativamente liso, y cuando la atmósfera es estable o el viento es débil.

Una turbulencia intensa puede producirse a gran altitud en aire despejado. Es la turbulencia en aire claro. Constituye frecuentemente un peligro para las aeronaves que vuelan a esas altitudes.

Los efectos de los diversos tipos de turbulencia se estudiarán con detalle un poco más adelante.

10.11 Inversiones de temperatura

La temperatura de la troposfera disminuye, en general, con la altura. Acontece, sin embargo, que la temperatura aumenta con la altura en ciertas capas. Se dice entonces que hay una inversión de temperatura o, más simplemente, inversión.

La inversión puede producirse a partir del suelo; se dice que es una inversión en superficie. Cuando la inversión se produce en una capa situada a una cierta altura se denomina inversión en altura.

La Figura 10.5 muestra ejemplos de estos dos casos de inversión. El punto A es la base de la inversión, el punto B es la cima. La base de una inversión en superficie coincide con el suelo.

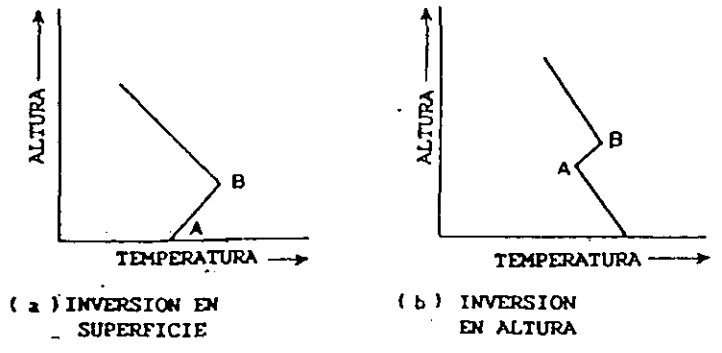


Figura 10.5
Inversiones en superficie y en altura

Las causas de inversión de temperatura son múltiples. He aquí las cuatro más importantes:

a) la radiación;

b) la turbulencia;

c) la subsidencia;

d) los frentes.

En el supuesto de que, por encima de la capa turbulenta, la temperatura del aire permanezca constante a pesar del enfriamiento adiabático, puede formarse una inversión por turbulencia. La Figura 10.6 representa este proceso; la línea de trazos representa la nueva distribución de la temperatura.

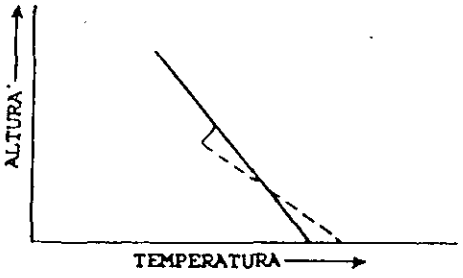


Figura 10.6
Formación de una inversión de turbulencia

10.14 Inversión por subsidencia

En ciertas partes de la atmósfera puede suceder que capas de aire de varios centenares de metros de espesor desciendan. Este proceso que se puede desarrollar sobre una gran extensión es conocido con el nombre de subsidencia.

Este movimiento está, como se ha visto en el párrafo 7.14, ligado a la convergencia y a la divergencia horizontal. Es frecuente que la convergencia horizontal se produzca en la alta troposfera, mientras que el movimiento es divergente en las bajas capas de la atmósfera. La Figura 10.7 muestra cómo de estas circunstancias puede resultar la subsidencia.

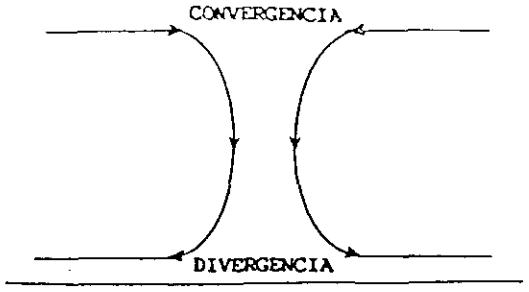


Figura 10.7
Relación de la subsidencia
con la convergencia y la divergencia

El aire de las capas bajas que fluye hacia el exterior de la región considerada es remplazado por el aire que desciende de las capas altas. A su vez, en los niveles más altos, debajo de la tropopausa, el aire descendente es remplazado por aire que fluye hacia el interior de la región. La velocidad del movimiento descendente es mayor hacia la mitad de la troposfera.

En el aire que se extiende horizontalmente cerca de la superficie terrestre, el espesor de una capa de aire subsidente disminuye en el transcurso de su movimiento. La cima de la capa desciende entonces más que la base.

El aire subsidente se calienta por compresión adiabática al acercarse a presiones más altas en las proximidades de la superficie terrestre. Si la cima de la capa desciende más que la base, aquélla se calentará más que esta última. Cuando esto ocurre se forma una inversión por subsidencia.

La subsidencia está asociada a las áreas de altas presiones (anticiclones). La convergencia en altitud puede provocar un aumento de la presión en las capas bajas. Una divergencia de las capas bajas puede entonces producirse al principio bajo la influencia de la fuerza del gradiente de presión dirigida hacia el exterior de la región. Sin embargo, la fuerza de

Coriolis, que aumenta con la intensidad del viento, tiende progresivamente a equilibrar la fuerza de gradiente de presión.

No obstante, el aire no fluye exactamente alrededor de las isobaras. La fuerza de fricción provoca un cierto flujo a través de ellas, lo que contribuye a la divergencia de las capas bajas.

10.15 Inversiones frontales

En el párrafo 9.5 del Volumen "Ciencias de la Tierra" se ha visto cómo los frentes pueden formarse entre masas de aire que poseen densidad y temperaturas diferentes. Cuando el aire caliente es obligado a elevarse sobre el aire frío en las proximidades de una zona frontal, se cumplen las condiciones necesarias para la formación de una inversión. Es una inversión frontal.

Los frentes y las inversiones frontales se estudiarán con detalle más tarde. Se puede, sin embargo, mencionar aquí que al aumento de la temperatura se suma algunas veces un aumento de vapor de agua en la inversión frontal. Sobre este punto, la inversión frontal se distingue de otros tipos de inversión en los que el aumento de temperatura va acompañada frecuentemente de una disminución rápida de la humedad.

10.16 Efectos de las inversiones

La estabilidad del aire en una inversión es muy grande. Los movimientos verticales son frenados y tienden a desaparecer rápidamente.

La existencia de una inversión frecuentemente se manifiesta por las cimas de las nubes cuyo desarrollo vertical es frenado y que tienden a extenderse debajo de la base de la capa de inversión.

Asimismo, la neblina producida por el polvo o el humo queda frecuentemente confinada debajo de una inversión de temperatura.

También, ciertos efectos ópticos están asociados a las inversiones. La refracción o la curvatura de los rayos luminosos depende de la temperatura y del contenido en vapor de agua del aire. En las proximidades de las inversiones de temperatura la refracción puede ser anormal. Se puede producir espejismo cuando los rayos luminosos atraviesan de arriba abajo una capa de inversión.

La transmisión de las ondas radioeléctricas de longitud de onda menor que 10 m está igualmente influenciada por la variación de temperatura y del contenido de vapor de agua de una capa a otra. Las inversiones de temperatura y las diferencias de densidad de las diversas capas atmosféricas producen efectos particularmente importantes en la trayectoria de las transmisiones por ondas micrométricas y sobre el radar.

10.17 Gradientes superadiabáticos

Los gradientes térmicos verticales cuyos valores sobrepasan el del gradiente térmico vertical adiabático seco se denominan superadiabáticos. La atmósfera es entonces inestable y, en general, se establecen corrientes verticales que tienen por efecto mezclar el aire y redistribuir el calor hasta que el gradiente térmico vertical adiabático seco sea igual al gradiente térmico vertical.

Sin embargo, se observan a veces gradientes superadiabáticos en los primeros metros encima del suelo. Esto se produce preferentemente cuando el viento es débil o nulo y el suelo recibe una fuerte insolación.

10.18 Nivel de condensación por convección

El gradiente térmico vertical real de las capas bajas varía en el curso del día y de la noche; ya se han visto los cambios que conducen a una inversión de temperatura.

Otros efectos se presentan debido a la radiación solar que calienta la superficie terrestre. A medida que el día avanza el calor es transferido del suelo a las capas más bajas de la atmósfera, y la profundidad del aire calentado se indica por el espesor de la capa a través de la cual el gradiente térmico vertical real llega a ser igual al gradiente térmico vertical adiabático seco.

La Figura 10.8 representa esta evolución con la formación de una capa de gradiente térmico vertical adiabático seco de espesor creciente.

Puede suceder que, con el aumento de la temperatura en superficie, el espesor de la capa convectiva sea tal que la condensación se produzca en su parte superior, tal como está indicado por el punto A de la Figura 10.8.

El nivel de condensación así definido es el nivel de condensación por convección. La temperatura en superficie que le corresponde es la temperatura de condensación.

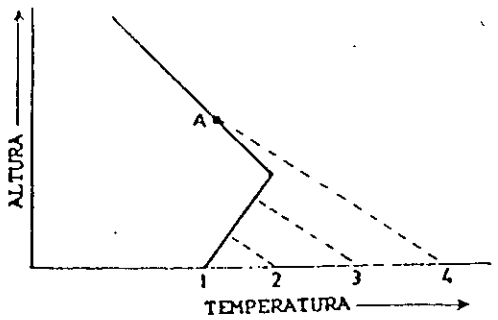


Figura 10.8
Nivel de condensación por convección

En efecto, cuando la temperatura en superficie adquiere este valor, y el gradiente térmico vertical adiabático seco llega hasta el nivel de condensación se forman Cumulus cuya base está próxima a este nivel.

Se ha estudiado la estabilidad estática de la atmósfera y sus relaciones con los movimientos verticales. Esto puede provocar la formación de nubes si el movimiento alcanza el nivel en el que se produce la condensación del vapor de agua. En el capítulo siguiente se verá con detalle cuáles son los procesos físicos de formación de las nubes y los diversos factores que intervienen en su disipación.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué es un proceso adiabático? ¿Por qué la mayor parte de los cambios de la presión atmosférica de una partícula son adiabáticos o casi adiabáticos?

2. ¿Cuál es el significado de la expresión enfriamiento adiabático seco? ¿En qué condiciones se la puede aplicar al aire húmedo? Si una muestra de aire tomada en la superficie de la Tierra, con 20°C de temperatura, se eleva verticalmente hasta tres kilómetros y se enfría siguiendo el enfriamiento adiabático seco, ¿cuál será, aproximadamente, su temperatura?

3. ¿Cuál es el significado de la expresión enfriamiento adiabático del aire saturado? ¿Por qué el enfriamiento adiabático seco difiere del enfriamiento adiabático saturado? ¿Por qué el valor del enfriamiento adiabático saturado varía con la temperatura?

4. Redáctense notas breves sobre:

   a) el gradiente térmico vertical real;

   b) la atmósfera inestable;

   c) las inversiones de superficie;

   d) la subsidencia;

   e) el gradiente térmico vertical superadiabático.

5. Redáctese un texto corto sobre la turbulencia en la atmósfera. Explíquese la diferencia entre turbulencia térmica y turbulencia mecánica.

6. Descríbase la formación de los siguientes tipos de inversión de temperatura:

   a) inversión por radiación;

   b) inversión por turbulencia;

   c) inversión por subsidencia;

   d) inversión frontal.

7. Descríbanse las variaciones de temperatura sufridas por una partícula de aire no saturado sometida a un pequeño desplazamiento vertical:

   a) hacia arriba;

   b) hacia abajo.

   ¿Cuál será el movimiento posterior de la partícula en una atmósfera estable?

8. Explíquese el significado de las expresiones siguientes:

   a) nivel de condensación por levantamiento;

   b) nivel de condensación por convección.

CAPITULO XI

FORMACION Y DISIPACION DE LAS NUBES

El agua se halla presente en casi toda la atmósfera, pero generalmente en forma de vapor no perceptible a nuestra vista. Sólo llega a ser visible por la formación de nubes, cuya presencia y forma suministran frecuentemente detalles sobre la evolución del tiempo futuro.

El aire húmedo es una mezcla de aire seco y vapor de agua. La mayoría de las nubes resultan del enfriamiento del aire húmedo. Todos los procesos atmosféricos que provocan enfriamiento del aire pueden causar la formación de nubes.

En este capítulo se estudiarán los procesos de formación de las nubes y a continuación se investigará sobre lo que ocurre cuando, en primer lugar, cesan estos procesos y las nubes empiezan a disiparse.

11.1 Condensación, congelación y sublimación

Ya se ha visto en el Capítulo VI cuáles son los procesos que transforman el vapor de agua en gotitas líquidas o en cristales sólidos de hielo.

Cuando el aire húmedo se enfría por debajo del punto de rocío, el vapor de agua se condensa sobre núcleos de condensación contenidos en el aire. Estos núcleos tienen, a veces, una particular afinidad con el agua y entonces se denominan higroscópicas. Las partículas de sal que provienen de los rociones marinos pertenecen a esta categoría y pueden provocar la condensación, antes de que la humedad relativa alcance el 100 por ciento.

Las gotitas de agua no se congelan necesariamente cuando la temperatura desciende por debajo de 0°C sino que pueden permanecer subfundidas o en subfusión. En el caso de las nubes, pueden permanecer en subfusión incluso hasta -20°C. Ocasionalmente se observan gotitas subfundidas hasta a -35°C.

En laboratorio, se ha podido demostrar que es posible enfriar las gotitas de agua hasta -40°C antes de que se congelen. No obstante, la congelación se produce a temperaturas bastante más altas al contacto de sustancias sólidas extrañas o de partículas en suspensión.

En la atmósfera, ciertas partículas en suspensión pueden actuar como núcleos en el proceso de congelación. Una partícula que provoca el crecimiende un cristal de hielo a su alrededor por congelación de agua subfundida es un núcleo de congelación.

El vapor de agua puede igualmente transformarse directamente en cristales de hielo sin pasar por el estado líquido. Es la sublimación, término que se aplica también para designar la transformación inversa, es decir de hielo a vapor de agua.

Toda partícula sobre la que se puede formar un cristal de hielo por sublimación es un núcleo de sublimación. A pesar de las numerosas experiencias no se ha logrado demostrar que en la atmósfera existan núcleos de sublimación distintos de los núcleos de congelación.

Sobre la superficie de un núcleo se forma primeramente una fina película de agua que se congela después. Esta película es tan fina que es muy difícil darse cuenta de la existencia de la gotita de agua y, por lo tanto, parece que todo sucede como si el cristal de hielo se formase directamente a partir del vapor de agua. Así, pues, se utiliza habitualmente en meteorología la expresión general "núcleo de congelación" para todos los núcleos que provocan la formación de hielo.

El hecho tan frecuente de que haya gotitas de agua en las nubes a temperaturas negativas demuestra que los núcleos de congelación son más raros que los núcleos de condensación. Los núcleos que provocan la congelación a temperaturas mayores de -40°C no son las mismas partículas que provocan la condensación del vapor de agua para formar las gotitas que constituyen las nubes.

La mayoría de los núcleos de congelación provienen probablemente del suelo, del que el viento arranca ciertos tipos de partículas. Parece que ciertas partículas arcillosas juegan un papel importante y es probable que la mezcla turbulenta pueda darles una distribución bastante uniforme hasta grandes alturas.

11.2 Causas generales de la formación de nubes

La formación de la mayor parte de las nubes resulta de movimientos ascendentes de aire húmedo que se expande a causa de la disminución de la presión con la altitud y por el consiguiente enfriamiento adiabático. Entonces, una parte del vapor de agua se condensa para formar la nube.

Ya se ha visto en el Capítulo VIII las características de los diversos géneros de nubes. La forma de las nubes es consecuencia de los procesos de levantamiento del aire que son los que las modelan. Los diversos tipos de movimientos verticales que pueden dar lugar a la formación de nubes son:

a) turbulencia mecánica (o turbulencia por fricción);

b) convección (o turbulencia térmica);

c) ascenso orográfico;

d) ascenso lento y extenso.

11.3 Turbulencia mecánica

En el párrafo 10.10 se ha visto que la turbulencia mecánica o por fricción se origina cuando el flujo de aire en la proximidad de la superficie terrestre se disloca por fuerza de fricción en una serie de torbellinos. Favorece esta turbulencia la presencia de obstáculos (árboles, edificios, colinas, etc.).

Ya se ha visto, en el párrafo 10.13, que el aire de la capa límite es completamente mezclado por la turbulencia mecánica. Si la capa límite es inicialmente estable, se produce un enfriamiento de la parte superior y un calentamiento en su parte inferior. Si el aire no está saturado, tiende a establecerse un gradiente térmico vertical adiabático seco en la capa turbulenta.

La turbulencia también mezcla el vapor de agua en la capa turbulenta. El contenido en vapor de agua tiende

saturarse a un cierto nivel por debajo de la cima de la capa límite. La condensación se puede producir entonces a una cierta altura sobre el suelo, que se denomina nivel de condensación por mezcla (N.C.M.), y corresponde a la base real de la nube.

En caso de formarse una nube por turbulencia, el gradiente térmico vertical adiabático seco sólo se establecerá por debajo de la base (N.C.M.). Por encima, se establecerá el gradiente térmico vertical adiabático saturado hasta el nivel de la cima de la capa turbulenta. La nube se extiende hasta el nivel de la inversión por turbulencia en la cima de la capa límite.

La nube que se forma es inicialmente un Stratus, una capa nubosa sin forma definida, que puede persistir bajo tal aspecto, pero con la posibilidad de que sus superficies inferior y superior parezcan onduladas.

Si se producen este tipo de ondulaciones, el espesor de la nube varía y puede presentar claros, como consecuencia de que la nube se produce en las corrientes ascendentes, mientras que en las corrientes descendentes interviene cierta evaporación. La nube se clasifica, entonces, en el grupo de los Stratocumulus cuyo proceso de formación se representa en la Figura 11.1.

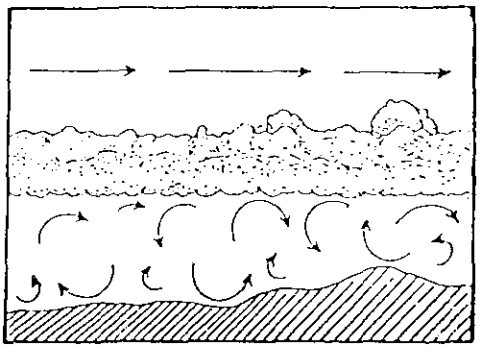


Figura 11.1
Formación de nubes
por turbulencia

Se pueden formar, asimismo, nubes por turbulencia bajo las nubes, Nimbostratus, Altostratus y Cumulonimbus. Son nubes bajas y desgarradas de mal tiempo: Stratus fractus y Cumulus fractus.

La palabra "fractus" significa "roto". El prefijo "fracto" se usa, a veces, con el mismo significado. Las nubes bajas desgarradas se designan a menudo con los términos de fractostratus y fractocumulus.

Estas nubes toman su humedad de la evaporación de las gotas de lluvia y del agua de lluvia que moja el suelo. La turbulencia próxima al suelo produce entonces las nubes desgarradas en la capa de aire muy húmedo comprendida entre el suelo y la base de la capa nubosa principal.

A veces se observan stratocumulus o altocumulus cuando el viento varía con la altura en una capa húmeda muy por encima de la capa límite. A estas alturas se pueden producir movimientos turbulentos pero, en general, algún otro factor es responsable de su alto contenido de humedad. Esta humedad no proviene de la transferencia por mezcla debido a la turbulencia en las proximidades de la superficie terrestre.

11.4 Convección

Las corrientes de convección se desarrollan cuando el aire se calienta en las proximidades de la superficie. La convección o turbulencia térmica se combina con la turbulencia mecánica o por fricción para provocar la mezcla de las capas bajas de la atmósfera.

En general, mientras el aire permanece sin saturar, el gradiente térmico vertical real tiende hacia el gradiente térmico vertical adiabático seco. Ya se ha visto, en el párrafo 10.18, que dicho gradiente puede establecerse hasta el nivel de condensación por convección.

Las nubes se forman a este nivel, pero su desarrollo vertical depende de cierto número de factores, en particular del valor del gradiente térmico vertical real sobre el nivel de la base de las nubes.

Cuando el gradiente térmico vertical real es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático saturado, la atmósfera es inestable para las partículas de aire saturado, las cuales se elevan entonces hasta el nivel en que dejan de ser más calientes que el aire que las rodea.

Las nubes cumuliformes se desarrollan de este modo. La distancia vertical entre la base y la cima de las nubes puede variar desde 1 km o 2 km hasta 10 km o más. Las nubes de convección aislada y de poco desarrollo vertical son los Cumulus de buen tiempo, que no producen precipitaciones.

Sucede a veces que las corrientes verticales están limitadas por una marcada inversión por encima del nivel de condensación por convección. Entonces, la cima de la nube se extiende bajo la inversión y la nube se transforma en Stratocumulus.

En determinadas situaciones el gradiente térmico vertical real sobre el nivel de condensación es mayor que el gradiente térmico vertical adiabático saturado en un gran espesor. Si la humedad es suficiente, la nube se puede desarrollar hasta grandes alturas.

La cima de las nubes puede, a veces, alcanzar el nivel en que se forman cristales de hielo. Tal nube que tiene gran desarrollo vertical y está formada en su cima de cristales de hielo es un Cumulonimbus, nube de tormenta eléctrica. El velo de cristales de hielo que rodea la parte superior de la nube le da una apariencia fibrosa y lisa que le distingue del Cumulus.

La Figura 11.2 representa el aspecto de un Cumulonimbus con su cima fibrosa o estriada.

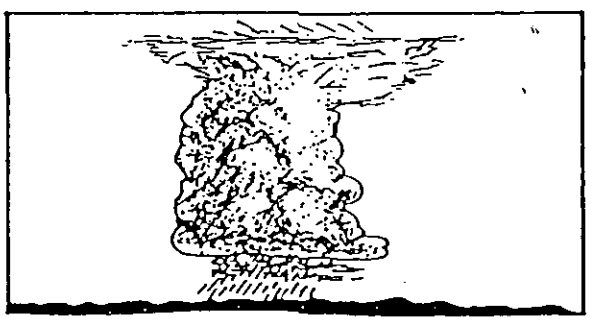


Figura 11.2
Cumulonimbus con cima fibrosa

Se pueden producir precipitaciones más o menos fuertes, según el grado de inestabilidad, altura y temperatura alcanzadas. La base de la nube puede situarse a menos de 1 km de altura y su dimensión vertical llegar, e incluso sobrepasar, los 10 km. Durante los chubascos, nubes desgarradas turbulentas se desarrollan por debajo de la base de la nube principal, y algunas veces pueden alcanzar la superficie terrestre.

Si la cima de la nube alcanza una capa estable o una inversión, se puede extender horizontalmente, tomando entonces la bien conocida forma de yunque.

Cuando la inestabilidad es importante, enormes cantidades de energía se desprenden por la liberación del calor latente. Las velocidades verticales de las corrientes ascendentes llegan a sobrepasar los 10 ms^{-1} y, temporalmente, impiden la caída de las gotas de agua, incluso las más grandes. Estas pueden volver a caer, cuando las corrientes verticales cesan y, en este caso, se forman violentos chubascos.

Los Cumulonimbus alcanzan con frecuencia en las regiones tropicales las más grandes alturas, como consecuencia de que la tropopausa está más elevada en estas regiones. No es raro observar en ellas nubes cuyas cimas alcanzan o superan los 16 km.

En los trópicos, la temperatura al nivel de condensación es más alta y, en consecuencia, el contenido en vapor de agua del aire es mayor; por lo que la condensación libera mayor cantidad de calor latente y las tormentas eléctricas son muy violentas.

Los fenómenos asociados a la convección son muy importantes en las regiones tropicales. En los capítulos que siguen se expondrán otros aspectos de estos fenómenos.

11.5 Ascenso orográfico

La orografía es la parte de la Geografía que trata de las montañas. En este párrafo vamos a estudiar lo que sucede cuando el aire húmedo se eleva para franquear una cadena de montañas o una barrera de colinas.

Cuando el aire alcanza una cadena de montañas o colinas se ve obligado a elevarse tanto en las capas bajas como en altitud. El movimiento ascendente afecta a una capa profunda de la atmósfera y la distribución vertical de la temperatura en ella se modifica. El aire obligado a elevarse se enfría por expansión adiabática y pueden formarse nubes.

Las nubes que se forman por ascenso orográfico son de diferentes tipos que dependen de un conjunto de factores, entre los que sobresale la estabilidad del aire en que se forman.

En el aire estable y húmedo se forman con frecuencia Stratus. Cuando el aire es debilmente inestable se forman Cumulus. Si la atmósfera es inestable en un estrato profundo se pueden formar Cumulonimbus.

No siempre se forman nubes cuando el viento cruza las montañas o colinas. En muchos casos, la humedad del aire no es suficiente para la formación de nubes.

Cuando la nube es del género Stratus su base es horizontal y, en general, de pequeño espesor, formando una capa que recubre las zonas más elevadas del terreno y frecuentemente con claros sobre las regiones más bajas. El descenso del aire a sotavento de la montaña provoca su calentamiento y su rápida disipación.

Las nubes orográficas se forman continuamente a barlovento de la montaña y se disipan a sotavento. La nube observada en su conjunto aparece como estacionaria, pero realmente la masa de aire prosigue su camino hacia la otra vertiente del obstáculo. La Figura 11.3 representa la formación de nubes orográficas.

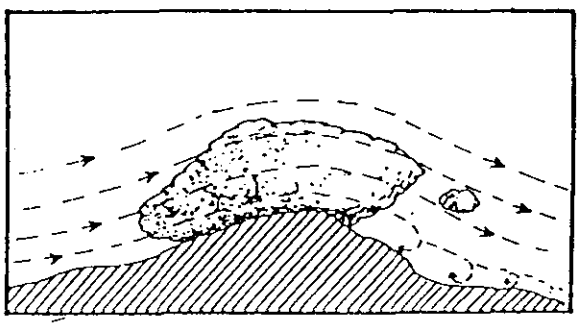


Figura 11.3
Formación de una nube orográfica

Las nubes orográficas se forman, a veces, por encima de las colinas o montañas. Cuando el aire está casi saturado en el interior de una capa situada en altura, el ascenso orográfico de esta capa puede provocar la condensación por encima del obstáculo y se puede formar una nube persistente.

Vista por debajo, una de estas nubes es delgada y estrecha por los bordes y ancha y espesa en el centro, de modo que su forma se parece a la de una lente. Es una nube lenticular. La Figura 11.4 representa su formación.

Las nubes lenticulares parecen estacionarias como las orográficas que se forman en la cima de las montañas. Realmente, las moléculas de agua y de aire se mueven continuamente a través de la nube. A la entrada, el vapor de agua se condensa para formar la nube, mientras que a la salida, las gotitas de agua se transforman en vapor de agua.

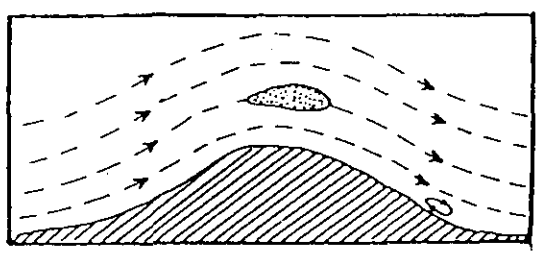


Figura 11.4
Formación de una nube lenticular

A veces se forma una serie de ondas estacionarias a sotavento de una cadena de colinas. En ciertas condiciones de estabilidad el movimiento ascendente provocado por la barrera orográfica aumenta con la altura. Después del obstáculo, el aire puede descender más de lo que había ascendido al principio.

Posteriormente, el aire sube de nuevo y el proceso se puede repetir cierto número de veces con una amplitud que decrece con la distancia de la barrera. Las partículas de aire siguen por lo tanto una trayectoria

Las condiciones más favorables para la formación de ondas estacionarias tienen lugar cuando existe una capa estable entre otras dos inestables, una en superficie y otra en altura. Las ondas tienen su máximo de amplitud, con mayor frecuencia en la capa estable.

Si la humedad del aire y la amplitud de la ondulación son bastante grandes, la condensación se produce en el aire ascendente junto a la cresta de las ondulaciones y la evaporación se produce en el aire que desciende más allá de la cresta. Se pueden formar también una serie de nubes lenticulares.

Las nubes lenticulares indican, pues, la existencia de ondas estacionarias a sotavento de las barreras montañosas. Es importante recordar que el movimiento ondulatorio puede existir sin que haya nubes si la humedad del aire es insuficiente. Estas ondas estacionarias influyen, con frecuencia, sobre el comportamiento de las aeronaves.

11.6 Ascenso lento de gran extensión horizontal

Hasta aquí se ha estudiado la formación de nubes debidas a movimientos verticales asociados a fenómenos de limitada extensión horizontal. Estos movimientos verticales resultaban de la turbulencia por fricción, de la convección local y de obstáculos orográficos, fenómenos cuya extensión sobrepasa ordinariamente sólo unos pocos kilómetros.

Pueden resultar asimismo movimientos verticales de sistemas de considerable extensión, identificables sobre los mapas sinópticos, tales como las depresiones (bajas) y los anticiclones (altas), localizados al nivel medio del mar. Se ha visto en el párrafo 10.14 que los movimientos descendentes lentos y extensos se producían en los anticiclones. Esto se denomina subsidencia y se produce cuando hay convergencia en altitud y divergencia en las capas bajas. La fuerza de fricción es en parte responsable de cierto flujo hacia el exterior de los anticiclones a través de las isobaras, en la proximidad de la superficie terrestre.

El proceso inverso se puede producir en las depresiones (bajas). Una divergencia en altitud, acompañada de una convergencia en las capas bajas, puede provocar el ascenso del aire, como muestra la Figura 11.5. La fuerza de fricción puede igualmente producir cierta convergencia en las capas bajas provocando en ellas cierto flujo a través de las isobaras hacia el centro de la depresión.

El movimiento hacia arriba en una depresión se distribuye sobre una zona muy extensa y las velocidades verticales son relativamente pequeñas. No obstante, el ascenso puede persistir durante varios días y causar un levantamiento importante de aire a varios kilómetros.

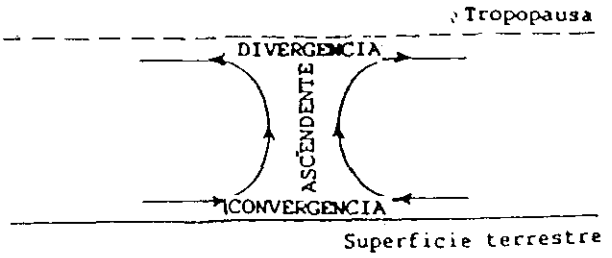


Figura 11.5
Ascenso del aire en una depresión

Los movimientos ascendentes lentos y de gran extensión horizontal pueden tener una marcada influencia sobre el gradiente térmico vertical real, que aumentará.

El aire puede también llegar a ser inestable, lo que acentúa el movimiento vertical. La condensación y la formación de nubes extensas pueden ser la consecuencia de ello si la humedad del aire es suficiente.

Las masas nubosas pueden tener varios kilómetros de espesor. Asimismo, es posible que las desigualdades en la distribución de la humedad se traduzcan en la formación de capas nubosas separadas.

Con frecuencia, el ascenso de gran extensión horizontal se desencadena incialmente debido a una divergencia en la alta troposfera. El flujo divergente en grandes alturas provoca un descenso de la presión en las capas bajas próximas a la superficie terrestre, formándose una depresión. La convergencia se desarrolla entonces cerca del nivel del mar y un ascenso lento y de gran extensión horizontal se produce en un gran espesor de la troposfera y, a continuación, siempre que la humedad sea suficiente, se origina un extenso desarrollo de nubes.

Las depresiones y los ascensos de gran extensión horizontal se producen, frecuentemente, próximos a una zona frontal, o sea en una región que separa dos masas de aire extensas cuyas propiedades sean tales que difieran en densidad y temperatura. Las depresiones asociadas a las zonas frontales se denominan depresiones frontales.

Con frecuencia, en una zona frontal existe una variación de la temperatura en una distancia horizontal de algunas centenas de metros. En cada una de las masas de aire la temperatura puede ser casi uniforme, pero diferente de la del aire situado del otro lado de la zona frontal.

A veces se llama simplemente frente a una zona frontal. No obstante, es preciso aclarar que no existe en la atmósfera un límite perfectamente definido entre masas de aire, sino que hay una zona de transición en la que la temperatura varía de una masa de aire a otra.

11.7 Nubes asociadas con un ascenso de gran extensión horizontal a lo largo de una zona frontal

Se ha visto, en el párrafo 9.5, Volumen I, "Ciencias de la Tierra", que uno de los elementos de la circulación general es el frente polar. Las perturbaciones se forman a lo largo del frente polar que separa el aire caliente tropical del aire más frío de las latitudes altas.

Las depresiones que acompañan las perturbaciones del frente polar están asociadas, con frecuencia, a extensos movimiento ascendentes que afectan a la atmósfera en un gran espesor.

Las interacciones entre las masas de aire caliente y frío se pueden presentar de diferentes maneras. En el curso del desarrollo de una perturbación del frente polar es posible, a menudo, distinguir dos tipos principales de frentes: un frente caliente y un frente frío. En ambos casos, la superficie frontal está inclinada, con el aire frío por debajo y el caliente encima.

Cuando el movimiento de la zona de transición entre las dos masas de aire es tal que el aire caliente remplaza al frío, se denomina frente caliente. La pendiente de este frente es generalmente débil y el aire caliente se eleva lentamente por encima de la masa de aire frío. Durante este movimiento se pueden formar nubes estratiformes en el aire caliente, si contienen humedad suficiente. Nimbostratus, Altostratus, Cirrostratus y Cirrus se pueden formar en los diferentes niveles en la atmósfera. La Figura 11.6 representa esta formación para un frente caliente.

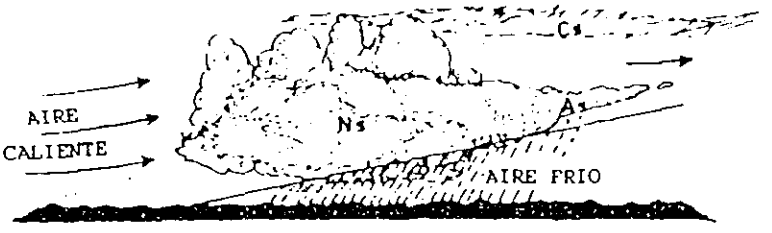


Figura 11.6
Representación esquemática de un frente caliente y de las formaciones nubosas asociadas

Cuando el movimiento de la zona de transición entre las masas de aire se desplaza de manera que el aire frío remplaza al aire caliente, es un frente frío. Las formaciones nubosas asociadas a un frente frío se diferencian, según la estabilidad y la humedad del aire caliente, así como en función de la pendiente del frente. En general, la pendiente de un frente frío es mayor que la de un frente caliente.

Cuando la pendiente del frente frío es débil, las formaciones nubosas pueden ser análogas a las de un frente caliente pero los diversos tipos de nubes se presentan en orden inverso cuando llegan a un lugar dado, es decir que las nubes más bajas aparecen en primer lugar, seguidas de nubes cada vez más altas, según se desplace el frente. El tipo de nubes que se forman, depende en la realidad, de la estabilidad y de la humedad del aire que asciende.

A veces, la pendiente de un frente frío puede ser relativamente fuerte. En este caso, puede provocar fenómenos violentos, sobre todo si el aire caliente elevado es ya húmedo e inestable. Se caracteriza entonces por el desarrollo de grandes Cumulus y de Cumulonimbus en el aire caliente que pueden producir grandes chubascos, vientos turbulentos con ráfagas y a veces tormentas eléctricas.

En general, el ascenso del aire caliente se produce en el interior de una zona estrecha debido a la fuerte pendiente del frente. Las nubes y los diversos fenómenos asociados a un frente frío de fuerte pendiente están generalmente limitados a una región estrecha inmediata a la zona frontal. La Figura 11.7 esquematiza la formación nubosa asociada a un frente frío de fuerte pendiente.

Otros tipos de formaciones nubosas son también posibles en función de las características de las masas de aire presentes y del estado de desarrollo de las perturbaciones del frente polar, que se estudiarán más detalladamente en los capítulos siguientes.

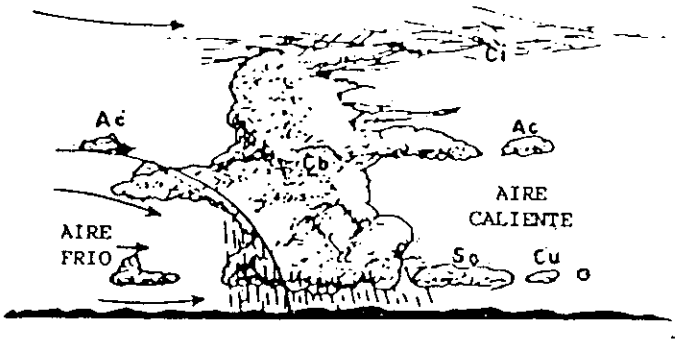


Figura 11.7
Representación esquemática de un frente frío de fuerte pendiente

11.8 Disipación de las nubes

El desarrollo de las nubes va siendo más lento, evidentemente, cuando el proceso que las origina deja de producirse. Pero otros factores pueden intervenir para provocar la desaparición de las gotitas de agua o cristales de hielo de las nubes tales como el calentamiento del aire, las precipitaciones y la mezcla con el aire circundante más seco.

Una nube se puede calentar por absorción de la radiación solar o terrestre, pero uno y otro fenómeno son relativamente débiles en comparación con el calentamiento adiabático.

Esto es lo que puede producirse si el aire en que la nube se sitúa está sometido a subsidencia. A medida que la temperatura del aire aumenta, su humedad relativa baja y el aire puede dejar de estar saturado; entonces, las partículas nubosas se evaporan para transformarse en vapor de agua invisible.

La insolación provoca, con frecuencia, la disipación de las nubes creadas por turbulencia. Si penetra hasta el suelo suficiente radiación solar, calentando el aire vecino a la superficie, el nivel de condensación de mezcla se eleva y, por lo tanto, la base del Stratus o Stratocumulus se eleva también. Entonces, el espesor de la nube limitado por la inversión de turbulencia disminuye y la nube acaba por desaparecer completamente.

Los Cumulus de buen tiempo, que se forman sobre las tierras sometidas a la influencia de la insolación, son un fenómeno diurno. Aparecen generalmente durante la mañana, alcanzando su máximo desarrollo en el transcurso de la tarde y desaparecen rápidamente cuando el suelo se vuelve a enfriar al final del día.

El aire que rodea una nube a menudo no está saturado. La mezcla de la nube con este aire puede, por lo tanto, dar lugar a humedades relativas muy por debajo del 100% y producir cierta evaporación en la nube, la cual se erosiona y puede disiparse.

El proceso de mezcla descrito antes actúa de manera sensible sobre la base de los Cumulus de buen tiempo. La erosión de estas nubes es más aparente en la base y se manifiesta poco después de su formación y de que se eleve. En las regiones del interior, el máximo desarrollo de los Cumulus de buen tiempo se produce al principio de la tarde. A esta hora, la base no se ha elevado todavía demasiado mientras que las cimas están cerca de su altura máxima.

La presencia de nubes es necesaria para que haya precipitación. Se han estudiado en el Capítulo IX las diversas formas bajo las cuales puede producirse la precipitación. A continuación se expondrán los procesos que la provocan.

CUESTIONARIO

1. Redáctense notas breves sobre:

   a) núcleos de condensación;

   b) núcleos de congelación;

   c) núcleos de sublimación.

2. La formación de nubes resulta del enfriamiento del aire húmedo. ¿Cómo se produce este enfriamiento? De los procesos de enfriamiento que producen nubes ¿cuál es más eficaz?

3. Indíquense cuatro mecanismos diferentes de formación de movimientos verticales en la atmósfera. Expóngase brevemente cómo pueden provocar la formación de nubes dos de estos mecanismos.

4. Descríbanse los procesos físicos que provocan la formación de las siguientes nubes:

   a) Stratus;

   b) Cumulonimbus.

5. Hágase una breve exposición, con ayuda de esquemas, sobre:

   a) nubes lenticulares;

   b) nubes de frente caliente.

6. Escríbase un texto corto sobre la disipación de las nubes.

7. ¿Cómo se desplaza la zona de transición entre masas de aire, en el caso de frente frío? Descríbanse las formaciones nubosas que se pueden originar cuando el aire caliente que está asociado a un frente frío con una fuerte pendiente es húmedo e inestable. Hágase un esquema simplificado de frente frío.

CAPITULO XII

PROCESOS DE PRECIPITACION

Para que se formen nubes es necesario que el vapor de agua de la atmósfera se transforme en gotitas de agua o en cristales de hielo. Sin embargo, estas partículas nubosas deben adquirir mayor masa para que produzcan precipitaciones.

Vamos a tratar en este capítulo el modo en que las partículas nubosas pueden aumentar hasta el punto en que se produzcan precipitaciones. Igualmente citaremos las circunstancias que rigen los diferentes tipos de las mismas.

12.1 Tamaño de las gotitas de agua en las nubes

La determinación del tamaño de las gotitas de agua de las nubes ha sido objeto de importantes esfuerzos de investigación. La mayor parte de las experiencias de medida han sido hechas desde aviones, pero determinados estudios se han realizado en montaña.

Los tamaños de las gotitas, medidas en diferentes partes del mundo, son muy variables. Estas gotitas se forman alrededor de núcleos de condensación de dimensiones, naturaleza y concentración variables.

Las partículas en suspensión en la atmósfera se clasifican frecuentemente en función de sus dimensiones:

a) núcleos de Aitken (< 0.1 μ);

b) grandes núcleos (0.1 - 1.0 μ);

c) núcleos gigantes (> 1.0 μ).

Las cifras entre paréntesis indican los límites aproximados de los radios de los núcleos.

La mayor parte de los núcleos de Aitken son muy pequeños y exigen una sobresaturación importante para llegar a ser activos en la condensación. En la atmósfera son, pues, los grandes núcleos y los núcleos gigantes los que captan antes el vapor de agua disponible. Los grandes núcleos, mucho más numerosos que los núcleos gigantes, juegan un papel muy importante en la formación de nubes.

Las gotitas de agua se reparten el vapor de agua disponible y de ello resulta que, si es elevada la concentración de núcleos, las gotitas son más numerosas, pero sus dimensiones promedio son menores.

En general, las mayores concentraciones de núcleos de condensación se producen sobre las regiones continentales más bien que sobre los océanos. En promedio, las gotitas de nubes continentales son más pequeñas, sus radios oscilan entre 2 μ y 10 μ. Las dimensiones de las gotitas de nubes marítimas se sitúan entre 3 μ y 22 μ de radio.

Sin embargo, hay a menudo núcleos salinos gigantes que provocan la formación de gotitas de 20 μ y 30 μ o más. Su concentración no es, n

normalmente, sino de núcleo por litro de aire, pero se los encuentra tanto en las nubes marítimas como en las continentales.

Las gotitas pueden finalmente alcanzar un tamaño tal que se desprenden de las nubes y de las corrientes ascendentes que las sostienen. Con frecuencia, se hace una separación arbitraria entre gotitas de agua en las nubes y las gotas de lluvia para un radio de 100 μ. Esta separación, elegida frecuentemente por comodidad tiene, sin embargo, una razón de orden físico. La velocidad límite de caída de las gotas de 100 μ de radio es próxima a 1 ms^{-1}, lo que hace que puedan desprenderse de las corrientes ascendentes que se encuentran generalmente en las nubes.

En los dos párrafos siguientes se verá por medio de qué mecanismo las gotitas crecen hasta el tamaño de precipitar.

12.2 Crecimiento inicial de las gotitas de agua en las nubes

En el crecimiento de las gotitas de agua en las nubes interviene un determinado número de factores. Incluyen la humedad del aire que rodea las gotitas, los efectos de la tensión superficial y la naturaleza de los núcleos. Es igualmente importante la velocidad con la que puede transferirse al aire envolvente el calor latente liberado por la condensación.

Al comienzo, la condensación del vapor sobre el núcleo es rápida. Las gotitas pueden crecer desde el tamaño del núcleo, hasta hacerse visibles en una fracción de segundo. El proceso se retarda en seguida y es poco probable que la condensación pueda, por sí sola, producir gotitas de un tamaño medio superior a 30 μ .

Para explicar la presencia de gotas mayores en las nubes, es necesario hacer intervenir las interacciones entre gotitas individuales. Resulta un proceso importante de crecimiento la colisión y reunión de gotitas de velocidades diferentes de caída (coalescencia). Este es el proceso que se estudia en el párrafo siguiente.

12.3 Mecanismo de la coalescencia

Un proceso importante que permite el crecimiento de las gotitas de agua en las nubes hasta el tamaño de gotas de lluvia, es la colisión directa y la coalescencia de gotitas de agua. Las gotitas arrastradas hacia arriba por las corrientes ascendentes caen, en relación con el aire que sube, y las mayores más rápidamente que las más pequeñas.

Las gotitas más pequeñas son incapaces de colisionar, pero el choque es posible cuando el radio de una de las gotitas excede de 18 μ. La eficacia de las colisiones aumenta considerablemente para las gotas mayores.

Las colisiones y la coalescencia son necesarias para la formación de precipitaciones en las nubes calientes. La temperatura de estas nubes es mayor que 0°C y están formadas enteramente por gotitas de agua.

Igualmente hay gotitas líquidas en las nubes, cuya temperatura es menor que 0°C. Estas gotitas en subfusión, de esta clase de nubes, pueden crecer de la misma manera por colisión y coalescencia entre ellas.

Determinadas nubes contienen cristales de hielo. Véase a continuación cómo puede crecer su tamaño.

12.4 Formación de cristales de hielo

Se han estudiado en el párrafo 11.1 los núcleos de congelación, es decir, las partículas que pueden servir de núcleos para la formación de cristales de hielo en la atmósfera.

Se ha visto que se supone que la formación inicial de un cristal de hielo se produce por la congelación del agua en subfusión que rodea el núcleo.

Después de su formación, un cristal de hielo puede crecer, ya por transformación directa de vapor de agua en hielo (por sublimación), ya por la congelación de gotitas de agua en subfusión. Se verá en el próximo párrafo cómo interviene el primero de estos procesos en las nubes frías mixtas, es decir las que contienen a la vez cristales de hielo y gotitas de agua en subfusión. Véase a continuación cómo las partículas de hielo más importantes pueden formarse por colisión de cristales de hielo con gotitas de agua en subfusión.

12.5 Proceso de Bergeron

Un meteorológo sueco, T. Bergeron, ha propuesto un mecanismo de crecimiento de cristales de hielo en las nubes frías mixtas, es decir en presencia de gotitas en subfusión.

Para comprender bien este proceso, el lector deberá recurrir al Cuadro 6.2 donde observará que, para una misma temperatura, la tensión de vapor de saturación por encima del hielo es menor que la tensión de vapor de saturación por encima del agua.

En 1911, Wegener sugirió que, en las nubes mixtas, la tensión de vapor debía estar equilibrada en un valor intermedio entre las tensiones de saturación con respecto al hielo y al agua. Bergeron ha adoptado esta hipótesis en 1933, para explicar el crecimiento de los cristales de hielo en las nubes mixtas.

Cuando un cristal de hielo coexiste con gotitas de agua en subfusión, hay un desequilibrio, de modo que la tensión de vapor no es de saturación con respecto al agua y a las gotitas líquidas que tienden por consiguiente a evaporarse.

Simultáneamente la tensión de vapor es mayor que la tensión de saturación con respecto al hielo. El vapor de agua entonces se transforma directamente en hielo y se deposita sobre los cristales de hielo. De todo ello resulta que los cristales de hielo crecen en detrimento de las gotitas de agua.

Para temperaturas ligeramente inferiores a 0°C, la rapidez de crecimiento de los cristales de hielo en las nubes mixtas es poco diferente de la de las gotitas de agua. Sin embargo, para temperaturas inferiores a -10°C, los cristales de hielo crecen más rápidamente que las gotitas de agua. El traspaso directo de vapor alcanza su máxima eficacia en temperaturas próximas a -15°C.

Se ha supuesto, al principio, que toda gota de lluvia, o gran parte de ellas, tenía su origen en un cristal de hielo en una nube mixta. Para que esto suceda sería necesario que todas las nubes productoras de lluvia se encontrasen muy arriba de la isoterma de 0°C.

Este no es el caso indudablemente. Las fuertes tormentas tropicales, por ejemplo, son producidas por nubes cumuliformes, cuyas cimas están situadas muy por debajo del nivel de la isoterma de 0°C.

En efecto, el proceso de Bergeron se aplica esencialmente al crecimiento inicial de los cristales de hielo. El crecimiento de los cristales de hielo por sublimación es rápido en los pequeños cristales, pero se retarda cuando su tamaño aumenta.

Es necesario que intervenga un proceso de colisión para la formación de partículas más grandes. También, en las nubes donde hay subfusión, las colisiones pueden provocar la congelación de gotitas de agua sobre un cristal de hielo o sobre un copo de nieve. En determinados casos estos copos se pueden formar de la reunión de cristales de hielo.

Como ya se ha citado en el párrafo 12.3, de las colisiones entre gotitas puede resultar el crecimiento de las dimensiones de las gotitas de agua. Ahora se considerará el crecimiento de los cristales de hielo por medio de los procesos de colisión.

12.6 Crecimiento de los cristales de hielo por colisión

Cuando un cristal de hielo ha alcanzado un volumen mayor que el de las gotitas de agua, tiende a caer con respecto a ellas. Las colisiones se hacen entonces posibles y se acelera el crecimiento del cristal de hielo.

Las colisiones entre las gotitas de agua en subfusión pueden provocar la congelación del agua de las mismas sobre la superficie del cristal de hielo. Este proceso se llama acreción.

La acreción de gotitas de agua en subfusión puede conducir a la formación de cencellada blanca o cencellada transparente. La cencellada blanca es un depósito de hielo blanco o lechoso. Resulta de un proceso relativamente lento, durante el cual el cristal de hielo capta las gotitas de agua individualmente.

Las gotitas de agua en subfusión se congelan inmediatamente en el momento del choque, mientras que las burbujas de aire quedan incrustadas entre las partículas, lo cual impide la transmisión de la luz y opaca al hielo. La nieve granulada está formada por la acreción de hielo blanco sobre cristales de hielo. Las partículas resultantes son porosas y de poca densidad. La nieve granulada anteriormente se designaba como "granizo suave".

La cencellada transparente está formada por un depósito de hielo liso. Aunque es generalmente transparente (los objetivos se ven a través de ella), puede ser simplemente traslúcida, si existe aire en el depósito de hielo (los objetos no pueden verse claramente).

La acreción de cencellada transparente sobre un cristal de hielo puede tener lugar muy rápidamente si encuentra grandes gotitas de agua subfundida. En el proceso se pueden distinguir dos fases. En la primera, el calor latente liberado por la congelación de una parte del agua en subfusión puede impedir que el resto del líquido se congele inmediatamente. El hielo se recubre entonces de una fina película de agua.

Durante el transcurso de la segunda fase, la película de agua termina por congelarse, pero relativamente despacio. De esta manera, se forma

alrededor de la partícula una masa densa de hielo más o menos transparente. Se encuentran depósitos de cencellada transparente en los gránulos de hielo y en los pedriscos.

Los copos de nieve son agregados de cristales de hielo que pueden presentar una gran variedad de formas. Los mayores copos se forman con temperaturas ligeramente inferiores a 0°C.

A estas temperaturas, el engelamiento favorece a la vez la colisión de cristales de hielo y su agregación para formar copos de nieve. Las partículas con mayor masa por causa del engelamiento tienen velocidades de caída variables según su tamaño, lo que favorece las colisiones. La presencia de líquido en la superficie de las partículas puede igualmente hacer que se suelden entre sí con más facilidad.

Si las diversas partículas compuestas de hielo de que se viene hablando en este párrafo pasan a un nivel debajo de la isoterma de 0°C, funden generalmente. Cuando salen de la nube las gotas de agua resultantes, no se distinguen de aquellas formadas por la coalescencia. Sin embargo, con tiempo frío o cuando las partículas de hielo son grandes, éstas llegan al suelo en estado sólido.

12.7 Resumen sobre la formación de precipitaciones

En los párrafos anteriores hemos estudiado el crecimiento de las gotitas de agua y de los cristales de hielo en las nubes. Las nubes se forman y se desarrollan en la atmósfera, casi exclusivamente, por la expansión del aire húmedo ascendente y el enfriamiento de que ella resulta.

Cuando el aire ascendente rebasa el nivel de condensación, los núcleos de condensación más activos se transforman en gotitas de agua. Si el enfriamiento alcanza temperaturas inferiores a 0°C, no necesariamente ocurre la congelación de las gotitas de agua.

Puede producirse la subfusión en ausencia de núcleos de congelación en el aire. Son partículas que se diferencian de los núcleos de condensación y que son mucho más raras. Por esta razón no hay, sino raramente, una cantidad apreciable de cristales de hielo en las cimas de las nubes hasta que su temperatura no haya descendido a cerca de -20°C.

El crecimiento de las gotitas de agua por condensación es al principio rápido pero decrece cuando las gotitas se van haciendo de mayor tamaño. Del mismo modo el crecimiento de los cristales de hielo, según el proceso de Bergeron, es rápido mientras son pequeños, pero se tarda cuando sus dimensiones aumentan.

Es necesario que intervenga un proceso de crecimiento por colisiones, para que pueda alcanzarse un tamaño de partículas líquidas o sólidas precipitables. Los cristales de hielo o las gotitas de agua de mayor masa tienen una velocidad de caída mayor que la de las partículas más pequeñas y, si sobrepasan una dimensión crítica, entran en colisión con las que encuentran en su trayectoria.

Las gotitas de agua pueden reunirse por coalescencia para formar gotitas más grandes. Los cristales de hielo pueden aumentar por acreción de gotitas líquidas en subfusión, que se congelan al contacto con los cristales o entrelazándose para formar copos de nieve.

Eventualmente, las gotitas de agua o las partículas de hielo alcanzan dimensiones tales que las corrientes ascendentes no pueden mantenerlas en la nube. Aún pueden producirse colisiones entre las partículas de dimensiones y velocidades de caída diferentes, lo cual ocasiona el crecimiento de algunas de ellas. Sin embargo, en el transcurso de la caída por debajo de la nube, las partículas líquidas tienden a evaporarse y las partículas sólidas a fundirse o sublimarse.

Si las partículas no se evaporan completamente mientras caen en el aire no saturado que atraviesan por debajo de la nube, se dice que hay precipitación. Si no alcanzan el suelo, pero parecen suspendidas a una determinada altura por debajo de las nubes, se las designa con el nombre de virga.

12.8 Características de diversos tipos de precipitación

Se llama precipitación a todo hidrometeoro constituido por una caída de partículas que alcanzan el suelo. Estas partículas se desprenden de la nube, ya en forma de gotas de agua, ya bajo forma sólida.

Para que estas partículas alcancen el suelo en su estado primitivo es necesario que el aire situado debajo de la nube no sea ni demasiado caliente ni demasiado seco; de otra manera, las gotas de agua pueden evaporarse y las partículas de hielo fundirse o sublimarse.

La llovizna consiste en una precipitación bastante uniforme, compuesta únicamente de diminutas gotitas de agua, muy próximas unas a otras. Por convenio se admite que el radio de las gotas de agua de llovizna es menor que 250 μ. La llovizna cae de nubes estratiformes cuyo espesor no excede de algunos centenares de metros. No alcanza el suelo sino cuando las corrientes ascendentes son muy débiles.

La lluvia está formada generalmente por gotas de agua de una dimensión mayor que las de la llovizna, es decir con un radio mayor de 250 μ. A pesar de ello, la precipitación de gotas más pequeñas, pero más espaciadas, es clasificada igualmente como lluvia.

Las grandes gotas de lluvia se forman en nubes que tienen, en general, varios kilómetros de espesor. El máximo de intensidad de precipitación resulta normalmente de la formación de gotas relativamente grandes en nubes Cumuliformes. Estas nubes pueden tener, a veces, una dimensión vertical de 10 km o más, y en su seno violentas corrientes verticales.

La nieve es la precipitación de cristales de hielo. La mayor parte son ramificados, a veces en forma de estrellas. Los copos son agregados de cristales de hielo.

Se produce, a veces, caída de cristales de hielo no ramificados en forma de agujas, columnas o placas. Es lo que se llama prismas de hielo. Son con frecuencia tan ligeros que parecen suspendidos en el aire.

La cinarra está formada por pequeños gránulos de hielo blanco y opacos. Estos gránulos son relativamente planos o alargados y su diámetro es generalmente menor que un milímetro. No se rompen, ni rebotan, cuando golpean contra un suelo duro. La cinarra cae habitualmente en muy pequeñas cantidades, con frecuencia procedentes de un Stratus o de una niebla.

La nieve granulada está formada por gránulos blancos y opacos de hielo. Estos gránulos son esféricos, o a veces cónicos, y su diámetro está comprendido entre 2mm y 5mm.

La nieve granulada se forma cuando la acreción del agua en subfusión sobre los cristales de hielo o los copos de nieve se efectúa en la forma de cencellada blanca. Los gránulos de la nieve granulada se diferencian de los de la cinarra por dimensiones mayores y porque son quebradizos y fáciles de aplastar. Rebotan y a menudo se rompen cuando golpean contra un suelo duro.

Los gránulos de hielo son gránulos de hielo transparente o translúcido. Son de forma esférica o irregular y su diámetro es igual o menor de 5 mm. Rebotan, generalmente, cuando golpean un suelo duro y puede oirse el sonido de su impacto.

La OMM los subdivide en dos tipos principales:

a) gotas de lluvia congeladas o copos de nieve casi fundidos por completo y que se han congelado nuevamente (gránulos de hielo propiamente dichos);

b) gránulos de nieve rodeados por una fina capa de hielo (hielo granulado).

El granizo es la precipitación de glóbulos o de fragmentos de hielo. Son pedriscos cuando su diámetro es del orden de 5 mm a 50 mm y a veces mayor. Las partículas de diámetro menor, de parecido origen, se clasifican como gránulos de hielo.

A veces los pedriscos pueden estar formados completamente por hielo transparente, pero lo más frecuente es que estén constituidos por una serie de capas de hielo transparente alternando con otras de hielo translúcido.

Se supone que el granizo se forma cuando algunas partículas de hielo caen en una zona de gotitas de agua en subfusión, donde tienen lugar colisiones y acreción. Si se trata de gotitas bastante grandes el agua envuelve completamente la partícula de hielo y a continuación se congela, formando una capa de hielo transparente. Por el contrario, las gotitas pequeñas se congelan inmediatamente en el momento del impacto, aprisionando aire y formando una capa de hielo translúcido.

Estos procesos tendrían lugar arriba de la isoterma de 0°C, y las capas alternadas, transparentes y translúcidas procederían del paso por las diferentes partes de la nube. Este mecanismo podría ser una consecuencia de las violentas corrientes ascendentes y descendentes que se producen en los Cumulonimbus.

Algunos pedriscos muestran trazas que parecen el resultado de la formación de capas por fusión y congelación alternadas, y se ha sugerido que podrían ser producidas, en este caso, por oscilaciones, atravesando el nivel de la isoterma de 0°C. Sin embargo, investigaciones recientes han mostrado que la estructura hojaldrada podría simplemente ser el resultado del descenso en una corriente ascendente.

Los Cumulonimbus constituyen un medio favorable para la formación de granizo. Estas nubes se caracterizan por fuertes corrientes ascendentes, un gran contenido de agua líquida, gotas de grandes dimensiones y una dimensión vertical.

El granizo se produce, pues, frecuentemente durante las tormentas eléctricas. Sin embargo, las granizadas no ocupan sino una pequeña parte de esas tormentas y un espectador en el suelo puede no observar la granizada.

El granizo generalmente al caer debe atravesar varios kilómetros de aire, cuya temperatura es superior a 0°C. Los pedriscos pueden, entonces, fundirse antes de llegar al suelo. Esto quizá explica el hecho de que se observe raras veces granizo en el suelo en las regiones ecuatoriales.

Estudiando la precipitación se han mencionado los hidrometeoros que llegan al suelo. Cayendo a través de la atmósfera estas partículas de agua, sólidas o líquidas, reducen la visibilidad. Los litometeoros, tales como el polvo o el humo, dificultan igualmente la visión de los objetos lejanos. A continuación se estudiará cómo se mide la visibilidad y cuáles son los factores que la hacen variar.

CUESTIONARIO

1. El radio promedio de las gotitas de una nube es de 20 m. ¿Cuál debe ser la velocidad límite de caída? ¿Por qué es necesario que el radio de las gotas de lluvia sea mayor que este valor? ¿Cómo se explica que la condensación por sí sola no pueda lograr el crecimiento de las gotitas de las nubes hasta dimensiones de gotas de lluvia?

2. ¿Qué se entiende por precipitación? ¿Con cuáles formas puede la precipitación abandonar las nubes? Descríbanse brevemente los tipos de nubes capaces de producir las siguientes clases de precipitación:

   a) llovizna;

   b) grandes gotas de agua;

   c) cristales de hielo.

3. Redáctese un texto corto describiendo el mecanismo de Bergeron-Wegener.

4. Explíquese el mecanismo de la coalescencia. ¿Cómo puede éste proporcionar una explicación de la formación de la mayor parte de los aguaceros tropicales?

5. Radáctense breves notas sobre:

   a) la cencellada translúcida;

   b) la formación del granizo.

CAPITULO XIII

LA VISIBILIDAD

La visión de objetos alejados o de luces durante la noche es perturbada frecuentemente por la presencia en el aire de partículas sólidas o líquidas que puedan ser hidrometeoros (niebla, neblina, lluvia, nieve, etc.) o litometeoros (polvo, humos, etc.).

La luz emitida por los objetos lejanos es absorbida en parte por estas partículas, pero la causa principal de que se reduzca la visibilidad es la difusión de esta luz y, por ello, solamente una pequeña fracción de la misma llega al ojo del observador.

El presente capítulo está dedicado a la visibilidad, a su definición y a las causas de sus variaciones.

13.1 Visibilidad meteorológica

El concepto de visibilidad utilizado en Meteorología se refiere a la visión humana y se expresa en distancia. En consecuencia, se ha buscado una definición tal que un determinado valor de la visibilidad corresponda a un mismo estado de la atmósfera, sea de día o de noche.

La visibilidad más interesante para los meteorólogos es la horizontal, en la proximidad de la superficie terrestre, que puede ser diferente de la visibilidad oblicua observada desde un avión. La visibilidad horizontal varía a veces con la dirección y entonces en los mensajes de observación debe transmitirse el valor mínimo observado.

Las dimensiones angulares de los objetos y su contraste con el fondo desempeñan un papel muy importante para la visibilidad. Es evidente que un edificio oscuro que se destaca sobre el horizonte está más visible que un cordero en un prado, incluso aunque éste esté más próximo. Habrá que tener en cuenta todas estas circunstancias al definir la visibilidad.

13.2 Definición de la visibilidad diurna

Para las observaciones hechas durante el día, se define la visibilidad meteorológica como la mayor distancia a que puede ser visto e identificado un objeto negro de dimensiones apropiadas en el horizonte, contra el cielo. El objeto debe tener dimensiones angulares de 0.5 grados por lo menos, horizontal y verticalmente, sin sobrepasar en ningún caso los 5 grados en el sentido horizontal.

Se puede medir una dimensión angular de 0.5 grados con ayuda de una tarjeta perforada con un agujero de 7.5 mm, sostenida en el extremo del brazo. El objeto utilizado para determinar la visibilidad debe llenar el orificio.

En una determinada medida, la identificación de un objeto depende del conocimiento, por parte del observador, del paisaje circundante. Hay que insistir en que la definición de visibilidad requiere que el observador conozca la forma del objeto que se destaca contra el cielo en el horizonte. No se exige que sea capaz de identificar los detalles.

13.3 Visibilidad nocturna

La definición dada anteriormente no es utilizable por la noche. La visibilidad nocturna se define como la mayor distancia a que el objeto negro de dimensiones apropiadas antes citadas podría ser visto e identificado, si la iluminación general se aumentase hasta alcanzar la intensidad normal de la luz diurna.

En la práctica, los objetos de referencia que más interesan para determinar la visibilidad nocturna son los focos luminosos no concentrados, de intensidad moderada, situados a distancias conocidas. Igualmente se pueden utilizar siluetas de colinas y de montañas que destacan contra el cielo.

Percibir luces durante la noche es más fácil que observar objetos contra el cielo en el horizonte. La posibilidad de distinguir luces débiles depende de la intensidad de la luz en la proximidad del observador. Al salir de una habitación brillantemente iluminada, se debe esperar casi media hora para que los ojos se acostumbren completamente al ambiente. Por ello es deseable que, de noche, la observación de la visibilidad se haga al final, después de las demás observaciones realizadas en el exterior.

En un medio oscuro, una luz débil se puede percibir con más facilidad cuando el observador no mira directamente la luz o cuando varía la dirección de su mirada.

El color de la luz influye igualmente en su percepción. Si la claridad ambiente es débil, una luz violeta es más difícil de identificar que una roja.

En la práctica se puede comparar la visibilidad diurna a la de los focos luminosos durante la noche de dos maneras:

a) por la mayor distancia a la que se puede percibir una luz de intensidad igual a 100 candelas;

b) por la intensidad de un foco luminoso justamente visible y situado a una distancia específica.

Se han determinado tablas que utilizan estas relaciones para permitir evaluar la visibilidad durante las observaciones nocturnas.

13.4 Instrumentos para medir la visibilidad

Se han construido aparatos para medir la visibilidad, pero no son totalmente exactos. No hay, por lo tanto, ventaja en emplear un instrumento para las medidas diurnas, si se dispone de una serie adecuada de puntos de referencia para la observación directa.

Por el contrario, los instrumentos de medida de la visibilidad son útiles en las observaciones nocturnas o cuando no se dispone de puntos de referencia, por ejemplo a bordo de barcos.

13.5 Factores que influyen en la visibilidad

Los principales factores que influyen en la visibilidad meteorológica son los siguientes:

a) las precipitaciones;

b) la niebla y la neblina;

c) los rociones arrastrados por el viento;

d) las partículas oleaginosas;

e) el humo;

f) el polvo y la arena;

g) la sal.

13.6 Efecto de las precipitaciones

En el caso de precipitaciones, la reducción de la visibilidad se debe a las gotitas de agua o a las partículas de hielo. Algunas veces los dos tipos de hidrometeoros se producen simultáneamente.

La visibilidad durante la lluvia depende a la vez de las dimensiones de las gotitas y de su número en un volumen de aire dado. La lluvia débil afecta poco, pero una lluvia moderada reduce, en general, la visibilidad a un valor comprendido entre 3 km y 10 km. Durante fuertes lluvias puede reducirse la visibilidad hasta un valor comprendido entre 50 m y 500 m.

Con llovizna la visibilidad depende de su intensidad y puede variar desde aproximadamente medio kilómetro. Si además hay niebla, la visibilidad puede ser inferior a medio kilómetro.

La nieve reduce la visibilidad más que la lluvia. En caso de nieve moderada, la visibilidad se reduce generalmente a menos de 1 km. Con una fuerte nevada, la visibilidad puede variar desde 200 m hasta menos de 50 m.

El viento puede influir en la reducción de la visibilidad levantando la nieve del suelo, sobre todo cuando está seca y en polvo, provocando una ventisca. Por consiguiente, la reducción de la visibilidad a causa de ventisca es más frecuente, por la baja temperatura, en las latitudes altas.

13.7 Niebla y neblina

La niebla está generalmente formada por gotitas de agua; pero, en determinadas circunstancias, puede contener cristales de hielo. Se pueden observar "nieblas heladas" en latitudes altas cuando la temperatura es inferior a -20°C, a condición de que el viento sea débil y que la situación sea favorable.

En los terrenos elevados, puede considerarse la niebla como una nube al nivel del suelo. Puede ser uno de los tipos de nubes que se forman por ascenso adiabático.

Sin embargo, en general, la condensación tiene lugar preferentemente por la presencia de una superficie fría subyacente. En este caso se producen dos tipos distintos de niebla:

a) niebla por radiación, que resulta del enfriamiento del suelo por la radiación nocturna;

b) niebla por advección, provocada por la advección del aire relativamente caliente, sobre una superficie fría.

Las nieblas por radiación se producen durante una noche despejada. El suelo se enfría por radiación y el aire que está en su contacto se enfría por conducción. Sin embargo, debido a que el aire es mal conductor del calor, el enfriamiento puede limitarse a algunos centímetros de aire sobre el suelo. En estas condiciones puede formarse rocío o escarcha sobre el suelo que está más frío, lo que disminuye el vapor de agua del aire.

No obstante, por poca turbulencia que haya, producirá una mezcla de aire y, de esta forma, el enfriamiento puede propagarse hasta un espesor mayor. Si la turbulencia es suficiente pueden formarse Stratus (véase el párrafo 11.3).

Con una turbulencia moderada, causada por viento débil, se puede formar niebla. Las condiciones para la formación de niebla son bastante reducidas y, a causa de situaciones locales particulares, la niebla se forma más fácilmente en determinados lugares. De una manera general, las condiciones necesarias para la formación de niebla por radiación son: punto de rocío bastante elevado, enfriamiento suficiente durante la noche y ligera turbulencia.

La niebla por advección se forma cuando se desplaza aire hacia regiones oceánicas o terrestres más frías, siendo la temperatura de la superficie menor que la del punto de rocío del aire en movimiento. Sobre la tierra, el enfriamiento por radiación intensifica los efectos de la advección cuando el aire caliente y húmedo procede del mar. Es lo que podría llamarse niebla por radiación y por advección.

Igualmente la advección es la causa de la formación de nieblas de vapor. En este caso el aire frío conducido por advección sobre una superficie de agua caliente proporciona, por evaporación el vapor de agua. El efecto es similar al que se produce en invierno sobre el agua caliente de una bañera.

Esta forma de niebla no implica ningún enfriamiento del aire; por el contrario, experimenta un determinado calentamiento. La niebla resulta de una adición de vapor de agua al aire frío no saturado. Estas nieblas no se producen sino sobre superficies acuáticas en la proximidad de regiones de aire frío, tales como tierras cubiertas de nieve o bancos de hielo en los mares polares.

Los diversos tipos de nieblas estudiados anteriormente podrían ser considerados como nieblas de masas de aire, ya que resultan del enfriamiento en el interior de una extensa masa de aire más o menos uniforme.

Por el contrario, una niebla frontal resulta de la interacción de dos masas de aire. Puede producirse de dos maneras: una de ellas es consecuencia del descenso de la base de las nube hasta el suelo, tras el paso de un frente, con más frecuencia sobre colinas o montañas que en terreno llano.

Otro tipo de niebla frontal se origina de la saturación del aire por una lluvia continua. Se puede alcanzar así el punto de rocío sin que al aire de las capas bajas se enfríe. Estas condiciones pueden realizarse en el aire frío antes del paso de un frente caliente. Las nieblas prefrontales asociadas a los frentes calientes pueden ser muy extensas.

Las nieblas reducen considerablemente la visibilidad y cambian uniformemente todos los colores del espectro de la luz visible. Los procesos físicos que provocan la niebla pueden igualmente producir neblina. En Meteorología se considera que se trata de niebla y no de neblina cuando la visibilidad es inferior a 1 km.

La mayor parte de las nieblas se disipan por turbulencia o por calentamiento. Aunque la turbulencia sea necesaria para su formación, un aumento de la misma puede disiparlas: el aire más caliente y más seco se mezcla con la niebla y las partículas que la forman se evaporan.

La radiación solar es absorbida por el suelo (y ligeramente por la niebla). El suelo a su vez calienta el aire con el que está en contacto y las partículas que forma la niebla se evaporan.

Sin embargo, es preciso recordar que la superficie superior de la niebla es similar a la de las nubes. Por consiguiente, refleja una parte de la radiación solar incidente, por lo que reduce la cantidad que llega al suelo. El calentamiento del suelo es menor a lo que sería con cielo despejado y sin niebla. La niebla tiende, pues, con su sola presencia, a protegerse de su disipación a causa del calentamiento por radiación solar.

13.8 Rociones

La altura de las olas del mar aumenta cuando la intensidad del viento se incrementa, y para cierta intensidad se forman rociones en la cresta de las olas que se rompen. Si la intensidad aumenta todavía más, se forman estelas de rociones que son arrastradas en el aire.

Cuando el viento es muy fuerte (41 a 47 nudos) los rociones comienzan a reducir la visibilidad. Esta disminución aumenta con la intensidad del viento, y cuando se transforma en huracán (más de 63 nudos) la visibilidad puede estar muy seriamente reducida.

La disminución de la visibilidad por los rociones arrastrados por el viento se puede producir igualmente en las costas cuando el viento procede del mar.

13.9 Partículas de aceite en la atmósfera

En algunas ciudades, la visibilidad puede encontrarse sensiblemente reducida a causa de la presencia de partículas de aceite en el aire. El origen principal de estas partículas es el escape de los vehículos de motor. En numerosas ciudades se investiga activamente para encontrar el medio de reducir la contaminación por partículas oleaginosas, procedentes de focos industriales o de vehículos de motor.

13.10 Reducción de la visibilidad por el humo

Se provoca frecuentemente una bruma densa por el humo procedente de hogares industriales o domésticos. Las partículas más grandes de estos humos tienden a depositarse, pero una importante parte de partículas más finamente divididas tiende a permanecer en suspensión en el aire. Las dimensiones de estas pequeñas partículas son generalmente comparables a las gotitas de agua de las neblinas o nieblas.

La combustión de la mayor parte de las sustancias proporciona minúsculas partículas de carbón. Este carbón contenido en los humos es la causa de las brumas negras que caracterizan las ciudades industriales importantes. El carbono y la madera al quemarse proporcionan diversas sustancias alquitranadas que, al mezclarse con el carbono, constituyen el hollín.

La mayor parte de los combustibles contienen una pequeña proporción de azufre que al arder forma anhídrido sulfuroso (SO_2). La acción de la radiación solar sobre el anhídrido sulfuroso provoca su transformación en anhídrico sulfúrico (SO_3). Este gas es muy higroscópico y tiende a formar gotitas de agua ricas en ácido sulfúrico (H_2SO_4) que, no sólo reducen la visibilidad, sino que representa un peligro para la salud de los habitantes de las ciudades industriales.

Cuando existe una inversión de temperatura que frena los movimientos verticales, el humo permanece confinado en las capas inferiores de la atmósfera. Si la humedad es considerable y el viento débil, puede igualmente producirse niebla y su combinación con el humo reducirá extraordinariamente la visibilidad. Se da el nombre de "smog" (combinación en una sola palabra de los términos ingleses "smoke", humo y "fog", niebla) a esta mezcla que puede perjudicar considerablemente la circulación por carretera y ferrocarril y que plantea graves problemas a la aviación y a la navegación marina.

Además de su efecto sobre la visibilidad, el smog es a menudo una amenaza para la salud de los habitantes de numerosas ciudades. Algunos de los productos de la combustión pueden ser tóxicos.

13.11 Reducción de la visibilidad por polvo o arena

El viento puede levantar del suelo polvo o arena que pueden ser arrastrados hacia arriba. La altura que pueden alcanzar estas partículas depende de sus dimensiones y de las condiciones meteorológicas.

Cuando se reduce la visibilidad a menos de un kilómetro, el fenómeno se denomina, según el caso, tempestad de arena o tempestad de polvo. Una tempestad de arena está formada por partículas de arena bastante grandes que son demasiado pesadas para ser elevadas a mayor altura. Los granos de arena son elevados raramente por encima de 20 m ó 30 m y no son arrastrados muy lejos de su lugar de origen.

Las tempestades de polvo están formadas por minúsculas partículas de polvo fino que, ocasionalmente, pueden ser transportadas a muchos kilómetros por encima de la superficie terrestre. Se necesita que haya un determinado número de condiciones favorables para que el polvo pueda ser arrastrado de esta manera y permanezca en suspensión en el aire.

Ante todo es necesario que el suelo esté seco y polvoriento. Se necesita también que el viento alcance al menos una intensidad moderada para que pueda desplazar el polvo. Finalmente, el aire debe ser inestable para que se produzcan movimientos verticales suficientes. Cuando la atmósfera es estable, la turbulencia creada por el viento está amortiguada y el polvo no se eleva sino algunos metros.

Las tempestades de polvo pueden ser duraderas y extensas o, por el contrario, producirse solamente en sitios asociados con ráfagas de pequeña importancia. A veces, se las observa cuando hay poca o ninguna nubosidad, el

suelo está recalentado por el Sol y en sus proximidades se establece un fuerte gradiente térmico vertical.

En determinadas situaciones, el polvo es elevado en presencia de Cumulus muy desarrollados o de Cumulonimbus. El gradiente térmico vertical es evidentemente muy fuerte y el polvo puede ser arrastrado hasta el nivel de las nubes. Más tarde la lluvia arrastra el polvo contenido en el aire.

El tipo más común de tempestad de polvo resulta de vientos fuertes que efectúan un largo recorrido sobre el desierto. Cuando la atmósfera es inestable estas tempestades de polvo pueden durar varias horas. Entonces la visibilidad puede estar reducida a algunos centenares de metros o, excepcionalmente, a algunos metros. Pueden persistir durante la noche, pero entonces son generalmente menos activas debido a la disminución del gradiente térmico vertical.

Las pequeñas partículas de polvo arrastradas por las tempestades de polvo de diversos tipos se difunden progresivamente en toda la atmósfera. Algunas de estas partículas son demasiado pequeñas para caer por gravedad con una velocidad apreciable. Las masas de aire de origen desértico presentan un aspecto brumoso durante largo tiempo y no se tornan claras sino por acción de la lluvia o de la nieve, a miles de kilómetros del lugar de origen del polvo.

13.12 Efectos de partículas salinas

Los rociones se evaporan frecuentemente cuando han sido arrastrados en la atmósfera y cada una de las gotitas que se evapora deja como residuo una partícula de sal que puede, más tarde, servir de núcleo de condensación. Las partículas salinas son higroscópicas y el agua se condensa sobre ellas en ciertos casos cuando la humedad relativa es del orden del 70 por ciento. Para una misma concentración de partículas, la sal marina es mucho más activa que el humo para provocar la formación de nieblas. La bruma resultante de la acción de la sal marina tiene un aspecto blanquecino.

Los diferentes factores que afectan a la visibilidad son, a su vez, influenciados por el movimiento del aire. En el siguiente capítulo se estudiarán las características de los varios tipos de vientos locales.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué significa la expresión visibilidad meteorológica? Enumérense las principales causas de la reducción de la visibilidad meteorológica.

2. Defínase la visibilidad diurna. ¿En qué se diferencia la definición de visibilidad nocturna de la visibilidad diurna? ¿Cuáles son los objetos que más interesan para la determinación de la visibilidad nocturna?

3. Redáctense notas breves sobre:

   a) instrumentos de medida de la visibilidad;

   b) visibilidad desde un avión;

   c) niebla marina.

4. ¿Cómo se forman las nieblas?:

   a) por radiación?;

   b) por advección?

   ¿Qué significa la expresión: niebla por advección y por radiación?

5. Establézcase la diferencia entre nieblas de masas de aire y nieblas frontales. Expónganse brevemente dos procesos de formación de nieblas frontales.

6. Dígase cómo puede ser reducida la visibilidad por:

   a) el humo;

   b) el polvo;

   c) las partículas salinas.

CAPITULO XIV

VIENTOS LOCALES

La naturaleza de la superficie terrestre es muy variable. En ella se encuentran oceános, desiertos, campos de nieve, bosques, lagos, estepas, ciudades, etc. En los continentes, la elevación varía de un punto a otro a causa de las colinas, los valles, las montañas, etc.

En cualquier localidad, la naturaleza del flujo atmosférico está influida por las características de la superficie sobre la que se desplaza y por las variaciones de elevación de la superficie terrestre. En este capítulo se estudiarán algunos de estos efectos.

14.1 Brisa de mar

En las proximidades de las costas, frecuentemente al final de la mañana, se establece un viento que sopla del mar, alcanza su intensidad máxima al comienzo de la tarde, después disminuye progresivamente y cesa por la noche. La intensidad de esta brisa es mayor cuando el día es cálido, pero puede ser débil cuando el cielo está nuboso. Este viento se llama brisa de mar.

La causa básica de este movimiento del aire es el diferente calentamiento de la superficie del mar y de las tierras causado por la radiación solar. En el párrafo 3.6 se había visto que, en el transcurso del día, la temperatura de la superficie del mar no se eleva tan rápidamente como la de la superficie del suelo, y por lo tanto las capas más bajas de la atmósfera se hacen cada vez más calientes sobre la tierra que sobre el mar.

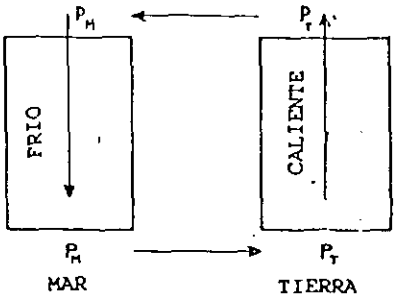


Figura 14.1
Diferencias de presiones que resultan por diferencias de calentamiento

La Figura 14.1 representa dos columnas de aire de la misma altura situadas una sobre la tierra y la otra sobre el mar. El aire caliente sobre la tierra se dilata y tiende a elevarse. Una parte de este aire sobrepasa el límite superior de la columna y penetra en la región situada sobre ella.

La presión P_t al nivel del límite superior de la columna aumenta y se hace mayor que la presión P_m al mismo nivel sobre el mar. El resultado es que el aire en la altura tiende a desplazarse hacia el límite superior de la columna fría.

Al nivel del mar, debido a la transferencia de aire en la altura, la presión P_m sobre el mar es mayor que la presión P_t sobre la tierra, es decir, se establece una brisa de mar. La circulación se completa por un movimiento descendente del aire sobre el mar, para remplazar el aire que va hacia la tierra.

En la Figura 14.2 se representa el resultado de estos movimientos. En las latitudes mayores que 20°C, aproximadamente, la fuerza de Coriolis es suficiente para influir sensiblemente sobre la dirección de la brisa de mar cuando se establece la circulación.

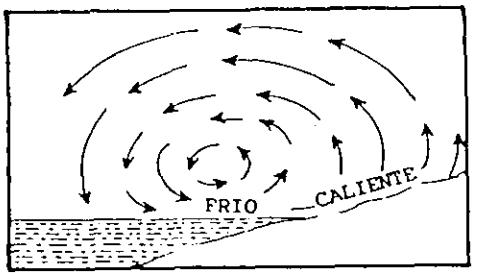


Figura 14.2
Brisa de mar

En los trópicos, los contrastes entre las temperaturas sobre el mar y sobre la tierra son muy marcadas. También es muy grande la tendencia al desarrollo de la inestabilidad sobre las tierras excesivamente calentadas. Por lo tanto, la brisa de mar tiende a ser más fuerte en estas regiones. Cuando el aire situado sobre las tierras es húmedo e inestable, incluso se pueden formar tormentas eléctricas después de que se establezca la brisa de mar.

En ciertas situaciones, el viento del gradiente a escala sinóptica puede tener dirección contraria a la brisa de mar y por tanto retrasa su formación pudiendo llegar incluso a impedir que alcance la costa. Por el contrario, si el viento del gradiente tiene aproximadamente la misma dirección que la brisa de mar, la intensidad del viento resultante será mayor.

Por otra parte, este viento resultante puede, algunas veces, tomar una dirección intermedia entre la del viento del gradiente y la de la brisa de mar. Esto se muestra en la Figura 14.3, donde la longitud de las flechas que representan el viento es proporcional a su intensidad.

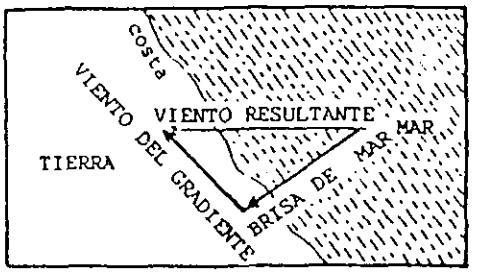


Figura 14.3
Efecto de la brisa de mar
sobre el viento de gradiente

Al comienzo de la tarde, las diferencias de temperatura aumentan y el gradiente de presión local entre tierra y mar se intensifica. El resultado es un incremento de la brisa de mar. Por otro lado, también se hace mayor la correspondiente fuerza de Coriolis y, por lo tanto, la brisa tiende a orientarse más paralelamente a la costa.

Cerca de los grandes lagos, se produce un fenómeno análogo que provoca una brisa de lago, a una escala menor, claro está, que la brisa de mar.

También los fenómenos de monzón son debidos a diferencias de calentamiento, pero a gran escala. No se trata de vientos locales, sino que se forman entre el océano y un continente entero. El monzón de la India y de otras regiones se forma de esta manera.

14.2 Brisa de tierra

En el curso de la noche, en las regiones costeras, pueden establecerse en las capas bajas brisas de tierra dirigidas de la tierra hacia el mar. Son el resultado del enfriamiento nocturno por radiación que se produce más rápidamente sobre el suelo que sobre el mar.

La temperatura del suelo puede llegar a ser más baja que la del mar y el aire de las capas bajas sobre la tierra se hace más frío que el que se encuentra sobre el mar. Por lo tanto, al ser más frío será más denso y el aire sobre la tierra tenderá a descender.

Como la presión en la altura sobre la tierra se hace más baja que la que hay al mismo nivel sobre el mar, el aire se mueve en la dirección del mar hacia la tierra.

Al nivel del mar se produce lo contrario, la presión sobre el mar llega a ser mayor que la presión sobre la tierra debido al desplazamiento del aire en altitud. El resultado es que el aire en las capas bajas tiende a desplazarse de la tierra hacia el mar. Esto es la brisa de tierra. La Figura 14.4 da una representación esquemática de la circulación que se establece en este caso.

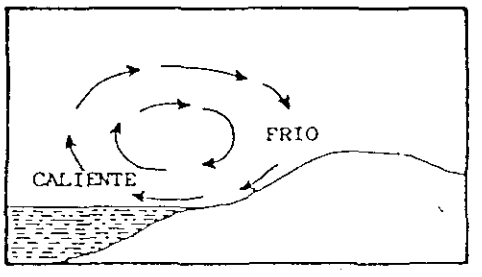


Figura 14.4
Brisa de tierra

Generalmente, la brisa de tierra es más débil que la brisa de mar ya que las diferencias de temperatura y, por lo tanto, el gradiente local de presión resultante son menores. En las regiones tropicales ambas brisas son más fuertes. Algunas veces obliga a elevarse al aire húmedo e inestable, provocando, al final de la noche, la formación de tormentas eléctricas sobre el mar cerca de la costa.

14.3 Viento catabático

En el transcurso de las noches despejadas el aire se mueve a lo largo de las pendientes de las colinas o montañas y desciende a los valles donde continúa moviéndose hasta los llanos.

Este tipo de flujo se llama viento catabático (proviene del griego y significa "hacia abajo"). Se establece durante la noche, cuando el suelo se enfría por radiación.

El aire en contacto con ese suelo frío se enfría a su vez y se vuelve más denso que el aire que le rodea; entonces la gravedad le obliga a descender por la pendiente del terreno.

La Figura 14.5 muestra cómo se establece la brisa de montaña. La línea AB representa la pendiente del terreno. El punto C está situado sobre la pendiente mientras que el punto D, al mismo nivel, será situado en la atmósfera libre.

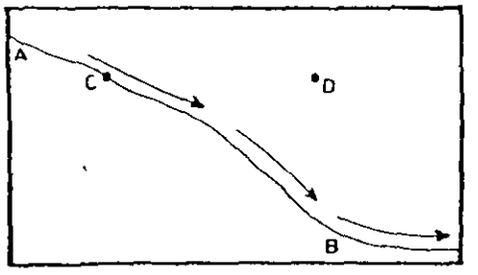


Figura 14.5
Brisa de montaña

El enfriamiento por radiación, durante la noche clara, baja la temperatura del suelo a C. Por lo tanto, el aire en contacto con el suelo se enfría por conducción y se hace más denso que el aire en D en la atmósfera libre. Entonces, por gravedad, se establece un flujo de aire descendente a lo largo de la pendiente.

De esta forma, el aire se mueve hacia presiones mayores y, si se comprime adiabáticamente, se calienta y el movimiento cesa. De hecho, el aire permanece en contacto con el suelo frío y continúa perdiendo calor; por lo tanto, el calentamiento no es adiabático y el movimiento continúa.

En general, la brisa de montaña es bastante débil. Sin embargo, en ciertos casos, cuando la pendiente es fuerte y lisa, puede alcanzar una fuerza considerable. Esto es lo que ocurre cuando la superficie está cubierta de nieve o de hielo.

En caso de que las montañas estén próximas al mar, la brisa de montaña puede reforzar la brisa de tierra durante la noche provocando en el mar vientos de tierra muy fuertes.

14.4 Viento anabático

El viento anabático (proviene del griego y significa "de abajo hacia arriba"), resulta del proceso inverso del que provoca el viento catabático. Es un flujo de aire de intensidad moderada que sube por la pendiente de las montañas o de las colinas cuando el tiempo es cálido.

Con este tiempo, cuando el cielo está despejado, las pendientes se calientan por radiación y la temperatura del suelo se hace más elevada que la del aire. El aire que está en contacto con el suelo se calienta a su vez haciéndose más caliente que el que se encuentra al mismo nivel en la atmósfera libre.

Por lo tanto, el aire calentado, menos denso, tiende a elevarse y es remplazado por el aire más frío y más denso que le rodea. Al elevarse a lo largo de la pendiente el aire se expande y se enfría. Si este enfriamiento fuese adiabático el movimiento cesaría, pero en la realidad, al contacto con la pendiente caliente, se produce un aporte continuo de calor que compensa el enfriamiento y el movimiento continúa.

En general, el viento anabático es débil, aunque en un día soleado, el gradiente de presión resultante de las diferencias de temperatura pueda ser mayor. En realidad, el aire ascendente tiene siempre tendencia a separarse de la pendiente para elevarse más rápidamente y formar movimientos de inestabilidad convectiva.

14.5 Foehn

Frecuentemente, sobre las pendientes septentrionales de los Alpes sopla un viento cálido y seco cuyo nombre local es foehn.

El proceso que lo provoca se manifiesta también en otras partes del mundo y los meteorólogos han adoptado este nombre local para designar, de manera general, los vientos cálidos y secos que se producen en otras regiones montañosas.

Cuando el aire en su movimiento encuentra una barrera montañosa, se ve obligado a elevarse y se enfría adiabáticamente. Si su humedad es suficiente, el vapor de agua puede condensarse en gotitas o, algunas veces, si la temperatura es baja y existen núcleos de congelación, formar cristales de hielo.

Durante la formación de la nube, el calor latente liberado compensa en parte el enfriamiento adiabático y el aire se enfría según el gradiente térmico vertical adiabático saturado. Esta liberación de calor latente constituye la esencia del proceso que más tarde dará origen al foehn.

De la nube orográfica que se forma a barlovento de la montaña, pueden caer precipitaciones en forma de lluvia o nieve. Estas precipitaciones reducen la cantidad de agua que queda en el aire que va a franquear las crestas. Este proceso es también esencial en la formación del foehn.

Son, pues, dos procesos importantes los que tienen lugar en el aire ascendente sobre la vertiente a barlovento de la montaña: la liberación del calor latente que es cedida al aire que asciende y la pérdida de agua en forma de gotitas o cristales de hielo que lo hacen más seco de lo que estaba al principio.

Durante el descenso por la otra vertiente, el aire se calienta por compresión adiabática. Las gotitas de agua que contiene la nube se evaporan y enfrían en el aire, compensando en parte el calentamiento adiabático. Este calentamiento más lento corresponde, pues, al adiabático saturado.

Pero una parte de las gotitas de agua que se formaron durante el ascenso ha dejado ya el aire en forma de precipitación. Entonces las gotitas que quedaron se evaporan en un descenso más corto y por lo tanto la base de la nube está más alta a sotavento que a barlovento de la montaña.

Por debajo del nivel de la nube, el aire continúa descendiendo y se calienta rápidamente según el gradiente térmico vertical adiabático seco.

Al llegar al llano, el aire tiene una temperatura superior que la que tenía antes de franquear la montaña. Esto es debido a que el calor latente correspondiente a las precipitaciones ha quedado en el aire, mientras que el agua precipitada quedó sobre la otra vertiente.

El foehn que llega a las pendientes inferiores de la montaña es, pues, caliente y seco porque parte de la humedad se convirtió en precipitación.

La Figura 14.6 representa el mecanismo del foehn. Se observará que la base de la nube a barlovento de la montaña está más baja. Conviene recordar que, para que el aire sea seco, es necesario que existan precipitaciones.

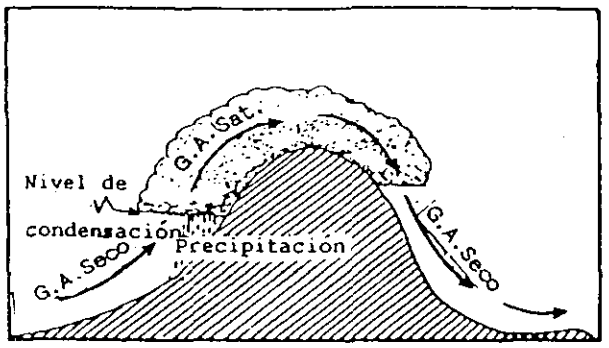


Figura 14.6
Efecto foehn

14.6 Variaciones de temperatura en el curso de la formación del foehn

Para ver claramente cómo varía la temperatura en el curso de la formación del foehn, véase un ejemplo: supóngase que el aire se eleva a 3 km para franquear la cadena de montañas y que a barlovento la base de la nube está situada a 1 km sobre el nivel del llano. Supóngase también que se produce precipitación durante el ascenso y que en consecuencia la base de la nube a sotavento se sitúa 1 km más arriba que en la otra vertiente.

La Figura 14.7 muestra las temperaturas que resultarán en las siguientes condiciones: suponiendo que la temperatura inicial del aire sea 20°C, que el enfriamiento adiabático seco sea de 10°C por km, que el enfriamiento adiabático saturado sea de 6°C por km y que el calentamiento, tanto en ascenso como en el descenso tenga el mismo valor. Asimismo se puede observar que la temperatura del aire ha aumentado como consecuencia de haber pasado sobre la montaña.

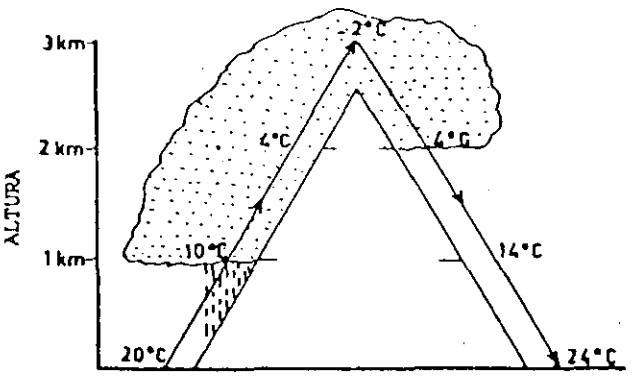


Figura 14.7
Variaciones de temperatura en
el curso de la formación del foehn

No todos los vientos de montaña van acompañados de efecto foehn. Cuando el aire es demasiado seco para que forme una nube orográfica, durante el ascenso se enfría adiabáticamente por expansión y durante el descenso, por compresión, se calienta exactamente lo mismo que se enfrió durante el ascenso.

Si se forma una nube orográfica, pero sin precipitación, la base de la nube tiene la misma altura en las dos vertientes. Suponiendo que en el ejemplo de la Figura 14.7 no se hubiera producido precipitación, el lector podrá determinar cómo varía la temperatura en el descenso. También podrá comprobar que las variaciones de la temperatura son las mismas, aunque en sentido inverso, que las que tuvo el aire durante el ascenso. La temperatura final del aire es igual a su temperatura inicial. No hay por lo tanto efecto foehn.

Los vientos locales son los responsables de la mayoría de las particularidades del tiempo en una determinada localidad donde la superficie de la Tierra no sea uniforme. Sus efectos, a menudo, son muy marcados, particularmente cuando provienen de otros fenómenos meteorológicos.

En el próximo capítulo se estudiarán algunos de los fenómenos atmosféricos más violentos y cómo se producen.

CUESTIONARIO

1. Descríbase la formación de la brisa del mar y de la corriente de retorno en la altura. Hágase un esquema.

2. Descríbase el viento catabático y anabático. Represéntese en un esquema la formación de estos tipos de brisa.

3. Redáctese una nota breve sobre cada uno de estos fenómenos:

   a) la brisa de lago;

   b) la brisa de tierra.

4. ¿Qué se entiende por foehn? Descríbanse los procesos que explican las dos propiedades siguientes de este viento:

   a) temperatura alta;

   b) humedad relativa baja.

5. Descríbanse los efectos del viento del gradiente sobre la brisa del mar. ¿Por qué el efecto de brisa de mar puede cambiar de dirección cuando la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar aumenta?

CAPITULO XV

FENOMENOS LOCALES VIOLENTOS

Ciertos fenómenos meteorológicos frecuentes son demasiado pequeños para poderlos reconocer en los mapas sinópticos comunes, aunque sus efectos sean, algunas veces, localmente importantes. En el capítulo precedente ya se ha visto que los vientos locales entran en esta categoría. Pero también están incluidos en la misma fenómenos más violentos tales como las tormentas eléctricas y los tornados.

En este capítulo se tratará de las características de los tipos más frecuentes de fuertes tormentas y de los procesos físicos que les están asociados.

15.1 Importancia meteorológica de la noción de escala

Las dimensiones de los fenómenos meteorológicos son muy variables y van desde los pequeños torbellinos hasta los fenómenos a escala hemisférica o global, pasando por las tormentas eléctricas y por las depresiones.

La micrometeorología se ocupa de los procesos meteorológicos a pequeña escala; el prefijo "micro", tomado del griego, significa "pequeño"; por lo tanto, la micrometeorología se interesa principalmente por fenómenos tales como la turbulencia o la evaporación, que se producen en las capas vecinas al suelo.

Otros fenómenos tales como la brisa de mar o las tormentas eléctricas son objeto de la mesometeorología. El prefijo "meso" viene también del griego "mesos" que significa "media". La mesometeorología se interesa principalmente por los procesos de dimensiones medias a los que algunas veces se les define como los aspectos a escala media de la circulación general.

Se dice que pertenecen a la escala sinóptica, las depresiones (bajas) y las anticipaciones (altas) que aparecen en los mapas sinópticos del tiempo. La meteorología sinóptica estudia este tipo de sistemas.

Finalmente, en los mapas hemisféricos pueden observarse fenómenos de mayor extensión. Las grandes ondas y la configuración de la circulación general son fenómenos de escala muy grande y su estudio lo efectúa la macrometeorología, nombre formado por el prefijo "macro", del griego "macros" que significa "grande".

En este capítulo se estudiarán algunos de los fenómenos de escala media que producen severas condiciones meteorológicas. Debido a que generalmente no pueden detectarse en los mapas sinópticos, a menudo se les califica de locales, sin que esto signifique que sus efectos sean despreciables. De hecho, uno de los fenómenos más violentos es el tornado; no obstante, sus efectos están limitados a un área relativamente reducida.

15.2 Tormentas eléctricas

En el Capítulo IX, se ha tratado de los diversos tipos de meteoros no astronómicos que se estudian en Meteorología. Un electrometeoro se define como una manifestación visible o audible de la electricidad atmosférica.

Por lo tanto, una tormenta eléctrica es un electrometeoro. La Organización Meteorológica Mundial la define como una o varias descargas bruscas de la electricidad atmosférica que se manifiestan por un destello breve e intenso (relámpago) y por un ruido seco o un retumbo sordo (trueno).

El trueno es el ruido de la descarga eléctrica que constituye el relámpago. Como la velocidad del sonido es menor que la de la luz, el trueno puede oirse con cierto retraso después de haberse percibido el relámpago, si la distancia entre la tormenta y el observador es grande.

El viento violento, las lluvias torrenciales, los relámpagos y los truenos ponen de manifiesto las enormes cantidades de energía puestas en acción en el transcurso de una tormenta eléctrica. Esta energía la suministra principalmente el calor latente liberado en la condensación del vapor de agua. Una parte de este calor se convierte en energía cinética y esto explica los vientos violentos que acompañan las tormentas eléctricas.

Las tormentas eléctricas se producen en las nubes convectivas y, generalmente, van acompañadas de precipitaciones que llegan al suelo en forma de chubascos de lluvia, nieve granulada, hielos granulado o granizo.

En el párrafo 12.8 ya se ha estudiado la formación de granizo. Generalmente, el granizo y los relámpagos van juntos, pero a menudo el granizo se funde antes de alcanzar el suelo.

El relámpago es una chispa eléctrica a gran escala. Esta chispa o descarga eléctrica se produce cuando la diferencia de potencial eléctrico entre dos puntos separados por el aire alcanza un valor muy elevado. Este valor depende de la conductividad del aire y de la distancia entre los dos puntos.

En las nubes estas diferencias de potencial eléctrico se producen por la separación de las cargas eléctricas positivas y negativas, pero aún se ignora mucho sobre los mecanismos que provocan esta separación.

Sin embargo, se sabe que la superficie exterior de las gotitas de agua está constituida, en gran parte, por cargas eléctricas negativas y que, inmediatamente debajo de esta capa, existe otra de cargas positivas. Las fuerzas de fricción que actúan durante las tormentas podrían arrancar la capa exterior de las gotitas y separar de esta forma las cargas. Esta separación podría también producirse por la congelación del agua o por la fusión de los cristales de hielo.

De las investigaciones realizadas con globos sonda o por otros medios, resulta que la repartición de las cargas en una nube con tormenta eléctrica se caracteriza principalmente por:

a) una zona cargada positivamente en la cima de la nubes;

b) una concentración de partículas cargadas negativamente en la parte central de la nube.

Debajo de la región cargada negativamente existe, a menudo, una segunda región de cargas positivas más reducida.

Cuando la diferencia de potencial eléctrico entre la nube y el suelo o entre dos nubes o entre diferentes partes de una misma nube excede a la diferencia de potencial de ruptura se produce una descarga (relámpago, rayo).

15.3 Formación y evolución de celdas en una tormenta eléctrica

A menudo es sposible distinguir las torres que sobresalen de la parte en crecimiento de una nube convectiva. Otras veces se pueden observar masas o líneas de tormentas eléctricas unidas entre sí y que se extienden sobre distancias horizontales que sobrepasan los 50 km.

Algunas veces es posible asociar una tormenta eléctrica con una cierta unidad de circulación convectiva que se llama celda. El diámetro de una celda en una tormenta eléctrica es del orden de 10 km y una celda aislada puede formarse a partir de varios Cumulus en desarrollo. En otros casos, aparecen activas torres que sobrepasan una extensa masa nubosa.

En general, las celdas adyacentes tienen tendencia a reunirse. Sin embargo, pueden habitualmente distinguirse por la configuración del eco de sus precipitaciones en la pantalla del radar. Por otra parte, los aviones atraviesan a menudo regiones menos turbulentas situadas en la zona que separa las celdas.

Fundándose en la velocidad y en el sentido de las corrientes verticales se pueden distinguir tres períodos en la vida de una celda de tormenta eléctrica.

a) la fase de crecimiento;

b) el período de madurez;

c) la fase final.

Durante el crecimiento existen en toda la nube fuertes corrientes ascendentes. Aunque las observaciones por avión en el interior de la nube indican la presencia de lluvia o nieve, parece ser que estas precipitaciones quedan suspendidas por las corrientes verticales ascendentes, ya que en esta etapa no llegan al suelo. La Figura 15.1 representa el estado de celda en esta fase.

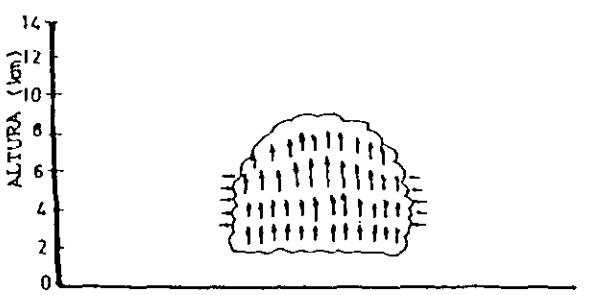


Figura 15.1
Celda de tormenta eléctrica en su fase de crecimiento

El período de madurez comienza cuando las gotas de agua o las partículas de hielo caen de la base de la nube. Salvo en las regiones áridas, estas gotas y partículas alcanzan el suelo en forma de precipitación. Sus dimensiones y su concentración son demasiado grandes para que las corrientes ascendentes puedan sostenerlas.

La fricción ejercida por la caída de los hidrometeoros ayuda a cambiar, en ciertas partes de la nube, el movimiento ascendente en movimiento descendente. Sin embargo, el movimiento ascendente persiste y frecuentemente alcanza su máxima intensidad en la parte superior de la nube, cuando comienza el período de madurez.

En general, el movimiento descendente es menos intenso y se observa sobre todo en la parte inferior de la nube. Cuando el aire descendente alcanza la proximidad del suelo se ve forzado a extenderse horizontalmente produciendo, a menudo, violentas ráfagas. En esta corriente, la temperatura es más baja que la del aire que la rodea. La Figura 15.2 representa una celda de tormenta eléctrica en estado de madurez.

En este estado, una celda de tormenta eléctrica va acompañada de fenómenos violentos en las proximidades de la superficie terrestre, en particular fuertes corrientes descedentes de aire frío, ráfaga, lluvia torrencial y a menudo granizo.

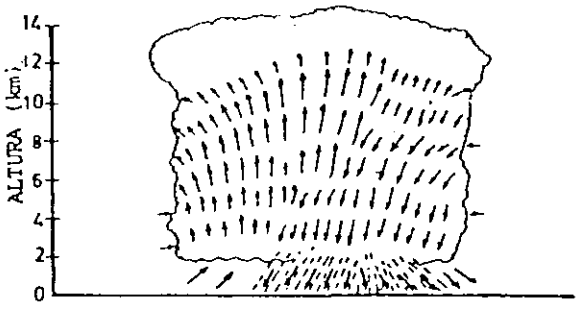
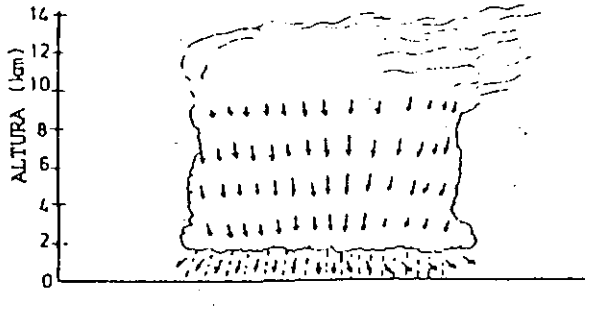


Figura 15.2
Celda de tormenta eléctrica
en su madurez

En la fase final la corriente ascendente desaparece completamente. La corriente descendente abarca la totalidad de la celda y, por lo tanto, no puede producirse condensación. Esta corriente se debilita cuando cesa la formación de gotas de agua y partículas de hielo. En la Figura 15.3 está representado este proceso.

Mientras la lluvia y la corriente descendente persistan, la totalidad de la celda de tormenta eléctrica es más fría que el aire que la rodea. Cuando cesan, la temperatura en el interior de la celda recobra el mismo valor que tiene el aire que la rodea. La disipación de la nube es completa y no quedan más que algunas nubes estratiformes. En la superficie ha desaparecido toda traza de tormenta eléctrica y de ráfaga.

Figura 15.3
Celda de tormenta eléctrica
en su fase final



15.4 Tipos de tormentas eléctricas

Las tormentas eléctricas pueden producirse en diversas situaciones sinópticas. Las condiciones iniciales favorables para su formación son:

a) presencia de aire húmedo en un gran espesor de la atmósfera;

b) una atmósfera inestable para el aire saturado que se extienda hasta grandes alturas;

c) un potente mecanismo que fuerce el aire a elevarse a grandes alturas.

Las tormentas eléctricas pueden formarse en el interior de una masa de aire. A éstas se las conoce con el nombre de tormentas eléctricas de masa de aire. El mecanismo que provoca el movimiento ascendente puede ser: el ascenso orográfico, la convección o los movimientos ascendentes extensos. Todos estos factores han sido estudiados en el Capítulo XI.

También pueden producirse tormentas eléctricas como resultado de la interacción de dos masas de aire: son las tormentas eléctricas frontales. En este caso el ascenso ocurre porque el aire frío desplaza al aire caliente y húmedo, o porque el aire caliente y húmedo se desplaza sobre el aire más frío.

Algunas veces, el ascenso del aire húmedo inestable puede producirse por la combinación de varios procesos. El ascenso por sí mismo tiende igualmente a reforzar el gradiente térmico vertical y, por lo tanto, favorece el desarrollo de las tormentas eléctricas.

15.5 Detección de las tormentas eléctricas

Las tormentas eléctricas son fenómenos a escala media y, a menudo, es difícil detectarlas en los mapas sinópticos normales debido a la separación de las estaciones de observación.

Algunas veces, una red de observación más densa en una región limitada, por ejemplo; en las proximidades de un aeropuerto importante, permite detectar, por un análisis más detallado, tormentas eléctricas locales.

En los últimos años se utilizan cada vez más equipos electrónicos para localizar las tormentas eléctricas. Uno de los métodos empleados consiste en determinar la posición de las descargas eléctricas de las tormentas eléctricas. Como los relámpagos provocan parásitos radioeléctricos, este hecho puede utilizarse para tal fin.

Cuando se produce un relámpago, una parte de su energía se emite en forma de ondas radioeléctricas de baja frecuencia que siguen la curvatura terrestre, debilitándose muy lentamente y pueden ser detectadas a millares de kilómetros de distancia.

A los parásitos que resultan de los relámpagos, a menudo, se les llama abreviadamente atmosféricos. El material utilizado para localizar su origen se llama equipo de detección de atmosféricos. Un cierto número de estaciones muy separadas, intercomunicadas por teléfono o por radio, determinan simultáneamente la dirección de una misma descarga cuya posición puede así ser calculada por triangulación. Las observaciones de atmosféricos permiten detectar tormentas eléctricas situadas a dos o tres mil kilómetros sobre los océanos o regiones deshabitadas.

También pueden detectarse tormentas eléctricas con la ayuda del radar. Un tipo especial de transmisor de radio emite ondas de cierta longitud de onda que son reflejadas, difundidas y absorbidas por las gotas de agua y los cristales de hielo.

Cuando estas partículas son más grandes que cierto límite, parte de la energía puede ser devuelta en dirección al emisor y recibida por una antena

receptora. Entonces las señales reflejadas pueden observarse en forma de ecos sobre una pantalla catódica.

Las gotas de lluvia y los cristales de nieve son lo suficientemente grandes para producir ecos en el radar. Por este procedimiento puede observarse la configuración de las precipitaciones a varios cientos de kilómetros de distancia. Estos ecos de las tormentas eléctricas tienen forma y evolución características.

15.6 Tornados

Los tornados son las perturbaciones atmosféricas más violentas y, sin embargo, son demasiado pequeñas para poderlas descubrir en los mapas sinópticos normales. Su diámetro varía desde menos de 100 m hasta 1 km, aproximadamente.

En ellos, el viento puede alcanzar más de 500 $km^{h^{-1}}$ en la superficie terrestre. Se desplazan a 50 $km^{h^{-1}}$ por hora, aproximadamente, y su recorrido, generalmente, no es más que de algunos kilómetros. Sin embargo, sucede ocasionalmente que algunos tornados parecen permanecer activos en distancias del orden de 100 km o más.

Un tornado resulta siempre de una excesiva inestabilidad de la atmósfera con un gradiente térmico vertical muy pronunciado. También están estrechamente asociados con tormentas eléctricas muy severas. Su nombre deriva de la palabra española "tronada", que significa tormenta eléctrica.

El tornado se presenta al principio como una nube en forma de embudo que se desarrolla a partir de la base de un Cumulonimbus. Cuando el extremo del embudo alcanza el suelo produce daños considerables, destruyendo edificios y aspirando residuos y polvo. Automóviles, animales y objetos pesados pueden ser levantados y arrojados a varios cientos de metros.

La destrucción de los edificios se debe no solamente a los vientos fuertes, sino también a un efecto explosivo. La caída de presión puede exceder de 50 milibares en menos de un minuto y la gran diferencia de presión entre el interior del edificio cerrado y el exterior hace el efecto de una explosión, haciendo saltar con violencia hacia el exterior los muros y los techos.

En promedio se observan cerca de 200 tornados por año en los Estados Unidos de América. El Valle del Mississippi es la región del mundo donde son más frecuentes. Sin embargo, los tornados pueden producirse en todos los continentes y originan daños considerables cuando se producen en regiones habitadas.

15.7 Trombas

Las trombas se producen sobre el mar y causan importantes daños a los navíos que se encuentran en su trayectoria. Existen dos tipos.

Uno de estos se forma a partir de la base de un Cumulonimbus. Realmente es un tornado producido sobre el agua. El otro tipo se forma a partir de la superficie del agua y se desarrolla hacia arriba y no está, por lo tanto, asociado directamente a ninguna nube.

Este segundo tipo es mucho menos violento que el primero. Su actividad es del mismo orden que la de los torbellinos de arena que se forman en los desiertos excesivamente calentados por el sol.

Ya se ha visto que las tormentas locales son a menudo violentas y causan daños importantes. Por lo tanto, es necesario utilizar métodos especiales para detectarlas ya que la presencia de fenómenos a esta escala no se pueden descubrir fácilmente en los mapas sinópticos utilizados normalmente en los centros meteorológicos. No obstante, estos mapas son muy útiles para determinar la presencia de fenómenos a escala sinóptica, como son las depresiones (bajas) y los anticiclones (altas). Estos sistemas están asociados con fenómenos a gran escala, que se estudiarán en los próximos capítulos.

CUESTIONARIO

1. Explíquense las características físicas de una tormenta eléctrica en lo referente a:

   a) la fuente de energía;

   b) la separación de las cargas eléctricas.

2. Expóngase brevemente la formación y la evolución de una celda de tormenta eléctrica, distinguiendo:

   a) la fase de crecimiento;

   b) la fase de madurez;

   c) la fase final.

   Hágase un diagrama que represente las características de la tormenta eléctrica en la etapa de madurez.

3. Redáctense notas breves sobre:

   a) la mesometeorología;

   b) los instrumentos de detección de atmosféricos;

   c) las trombas.

4. ¿Cuáles son las condiciones iniciales necesarias para la formación de una tormenta eléctrica? Hágase la distinción entre tormentas eléctricas de masas de aire y tormentas eléctricas frontales.

5. Descríbanse las características de los tornados. Explíquense las causas del efecto explosivo.

CAPITULO XVI

MASAS DE AIRE Y FRENTES

Cuando el aire permanece varios días o semanas sobre una gran región uniforme tiende a adquirir determinadas características que dependen de las propiedades de la superficie subyacente. Si el aire es más frío que la superficie, se calienta y el calor se transfiere hacia arriba a través de una capa de varios kilómetros de espesor. Del mismo modo, el aire que permanece sobre el océano se vuelve progresivamente más húmedo.

Así, tanto la temperatura como la humedad del aire tienden a ponerse en equilibrio con las de la superficie subyacente hasta un cierto punto en que depende de diversos factores, de los cuales el más importante es el tiempo que dure sobre la región.

En este capítulo se examinarán primeramente las condiciones en las cuales un espesor considerable de aire adquiere una distribución vertical de temperatura y de humedad, que es característica de la superficie subyacente. Después, se verá lo que se produce cuando este aire encuentra otro aire que ha parmanecido cierto tiempo en una región distinta.

16.1 Definición de una masa de aire

Cuando el aire posee propiedades similares en una gran extensión se le llama masa de aire. En cada nivel, la temperatura y la humedad tienen, aproximadamente, los mismos valores sobre grandes distancias horizontales.

16.2 Regiones generadoras de masas de aire

Para que una masa de aire tenga propiedades uniformes es necesario que permanezca, más o menos durante cierto número de días, sobre una gran región donde la superficie subyacente tenga también características bastante uniformes. Esta región se llama región generadora de masa de aire.

Este aire estacionario se encuentra, la mayoría de las veces, en los grandes anticiclones (altas) fijos o lentamente móviles. En la proximidad de los centros de estas áreas de alta presión, el gradiente de presión es débil y el viento suave o nulo prevalece sobre grandes extensiones de la superficie terrestre.

Con referencia al párrafo 9.5 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se verá que estas condiciones se encuentran en la proximidad del cinturón de altas presiones subtropicales y de los anticiclones polares de cada hemisferio.

El aire también puede permanecer estacionario durante largo tiempo sobre otras regiones. A menudo, se observan grandes anticiclones en invierno sobre los continentes.

16.3 Clasificación de las masas de aire

Algunas veces, en los esquemas simplificados de la circulación general de la atmósfera figura en cada hemisferio un solo frente - el frente polar - que circunvala la Tierra en las latitudes medias. Puede presentar meandros hacia los polos o hacia el ecuador, formando una serie de ondulaciones alrededor de cada hemisferio.

El aire caliente del lado ecuatorial del frente polar se designa con el nombre de "masa de aire tropical". Por supuesto, puede incluir aire de las regiones subtropicales o de las tropicales.

Del lado polar del frente polar, el aire es frío y se designa por la expresión "masa de aire polar". Este aire no proviene necesariamente de las regiones polares, puede venir igualmente de regiones subpolares.

Esta imagen simplificada no incluye más que dos masas de aire: una masa de aire tropical caliente y una masa fría de aire polar. Esto es casi exacto en la media y en la alta troposfera. Sin embargo, en la baja troposfera la realidad es mucho más compleja.

Esta complejidad proviene de dos causas principales. La primera estriba en que la circulación en las capas bajas es en sí mucho más compleja y en ella, temporal o transitoriamente, se forman masas de aire con frentes aislados y a menudo efímeros

En segundo lugar, los continentes y los océanos transfieren algunas propiedades al aire que está encima. Por lo tanto, resultan masas de aire diferentes, de una forma más marcada en las capas bajas que en los niveles altos.

Una forma de clasificar las masas de aire es referirlas a sus regiones generadoras, sobre todo resulta útil en la regiones próximas a la fuente de la masa de aire, pero es imposible conservar largo tiempo esta designación cuando se estudia una parte importante de la Tierra.

El aire, al desplazarse de unas regiones a otras cambia de propiedades y, por lo tanto, esta designación basada en su región generadora sólo se puede aplicar a la historia reciente de la masa de aire.

Sin embargo, para la baja troposfera, ciertos meteorólogos utilizan una clasificación general que se basa esencialmente en la latitud de la región generadora. Para órdenes de latitud creciente, utilizan los términos siguientes:

a) aire ecuatorial;

b) aire tropical;

c) aire polar;

d) aire ártico o antártico.

El factor más influenciado por la latitud es la temperatura. A menudo, la distinción entre a) y b) es difícil de hacer dado que las diferencias de temperatura muy marcadas se mantienen raramente mucho tiempo en las regiones más calientes de la Tierra. Por el contrario, el aire ártico es extremadamente frío y seco (porque sólo puede contener poco vapor de agua) y, en consecuencia, algunas veces es posible distinguir la existencia de un frente entre c) y d).

Una clasificación secundaria toma en consideración las diferencias de humedad entre dos masas de aire. El aire de origen oceánico contiene mucho vapor de agua y se le llama masa de aire marítimo, mientras que una masa de aire formado sobre una superficie continental es relativamente seca y por eso se le designa con el nombre de masa de aire continental.

Las propiedades características adquiridas por la masa de aire en su región de origen pueden manifestarse en los radiosondeos. También pueden identificarse las masas de aire por los contrastes que aparecen entre ellas a lo largo de los frentes en los mapas sinópticos.

16.4 Símbolos de las masas de aire

La clasificación más sencilla, que se basa en las regiones generadoras de las masas de aire, tiene únicamente en cuenta la temperatura y la humedad. Las masas de aire tropicales (T) y polares (P) se suponen que son relativamente calientes o frías, respectivamente. Las masas de aire marítimo (m) están consideradas como húmedas y las masas de aire continental (c) como secas.

Por lo tanto, se pueden distinguir cuatro tipos de masas de aire y para designarlas se utilizan los siguientes símbolos:

Tropical marítimo	- Tm
Tropical continental	- Tc
Polar marítimo	- Pm
Polar continental	- Pc

Sin embargo, las masas de aire sufren modificaciones cuando dejan su región de origen. El aire frío que pasa sobre una superficie cálida se calienta por la base. Inversamente, el aire caliente pierde calor cuando se desplaza sobre una superficie más fría.

Estas modificaciones de temperatura actúan sobre el gradiente térmico vertical y, por consecuencia, sobre la estabilidad. Cuando el aire se vuelve inestable el vapor de agua es llevado a niveles más altos. Por el contrario, la formación de una inversión de temperatura puede impedir la transferencia vertical del vapor de agua.

Además, cuando las masas de aire son más calientes o más frías que la superficie sobre la que pasan, se producen fenómenos muy marcados. Esto nos lleva a una nueva subdivisión de las masas de aire y para la cual se utilizan los siguientes símbolos:

a) aire más frío que la superficie sobre la cual se desplaza (K);

b) aire más caliente que la superficie sobre la cual se desplaza (W).

Estos símbolos pueden combinarse con los que indican la región generadora de la siguiente forma:

TmK	TmW
TcK	TcW
PmK	PmW
PcK	PcW

Por ejemplo: PmK designa una masa de aire polar marítimo más frío que la superficie sobre la que se desplaza. Es lo que ocurre cuando la masa se desplaza hacia el ecuador sobre una superficie caliente.

Inversamente, el aire del mismo origen (Pm) puede desplazarse hacia el polo sobre una superficie más fría. Por consiguiente, es más caliente que la superficie y se designará con el símbolo PmW.

Se observará que los símbolos K y W no se refieren a la temperatura real del aire, sino a la diferencia entre la temperatura del aire y la de la superficie subyacente. Por ejemplo: el aire frío puede ser designado por el símbolo W si es más caliente que la superficie subyacente, aún más fría que él, sobre la cual se desplaza.

Véanse ahora algunas de las modificaciones que sufren las masas de aire cuando dejan su región de origen.

16.5 Evolución de las masas de aire

Cuando una masa de aire se desplaza sobre una superficie más caliente que ella (se utiliza el símbolo K) se calienta por su base. Entonces, la inestabilidad térmica se desarrolla en las capas bajas y luego se extiende hacia arriba. Si el aire inicialmente contenía inversiones, éstas se destruyen y se establece uniformemente en la baja troposfera un fuerte gradiente térmico vertical.

Si la masa de aire (K) se desplaza sobre el agua, su humedad aumenta. La convección transporta el vapor de agua a niveles más altos donde se condensa formando nubes cumuliformes. Pueden originarse sucesivamente Cumulus, grandes Cumulus y Cumulonimbus acompañados eventualmente de chubascos e incluso de tormentas eléctricas.

Si la masa de aire (K) se desplaza sobre el continente absorbe menos humedad y la formación de nubes convectivas se retrasa hasta que el calentamiento en la base extiende la inestabilidad a una altura mayor.

Por el contrario, una masa de aire (a la que se le asignará el símbolo W) al desplazarse sobre una superficie más fría que ella, pierde calor en sus capas bajas y se vuelve más estable, lo cual puede impedir completamente la convección.

El enfriamiento en la base provoca la formación de una capa de aire frío en superficie. Sin embargo, el aire situado sobre la inversión no tiene ninguna modificación, salvo por el enfriamiento lento causado por la radiación hacia el espacio. Eventualmente, el aire cerca de la superficie terrestre puede enfriarse por debajo de su punto de rocío y existe la posibilidad de formación de nieblas o de Stratus; también se puede producir mala visibilidad y quizá llovizna.

En general, se supone que las características de las masas de aire se modifican lentamente. Por ejemplo: el aire polar que penetra en las regiones tropicales y permanece allí debe experimentar lentas modificaciones antes de que pueda designársele como aire tropical.

16.6 Características generales de los frentes

Nunca se observan en la atmósfera superficies de discontinuidad claras entre dos masas de aire. Más bien hay zonas de transición donde las propiedades del aire pasan gradualmente de las que tiene una masa a las de la otra. Por lo tanto, es más correcto utilizar la expresión zona frontal. Sin embargo, en Meteorología Sinóptica sigue utilizándose generalmente el término frente.

En general, la zona frontal tiene varios kilómetros de espesor pero es más cómodo representarla, en los mapas meteorológicos, por una línea. No obstante, se puede reservar el uso de la expresión "zona frontal" cuando se quiere insistir sobre el carácter gradual del paso de una masa a otra.

En el caso más sencillo, una zona frontal separa masas de aire de diferente densidad. En los mapas sinópticos se puede observar diferencias de temperatura y, con bastante frecuencia, de humedad en las proximidades de la zona frontal. Estas diferencias son más marcadas que las variaciones despreciables que pueden existir sobre grandes distancias dentro de cada masa.

16.7 Clasificación de los frentes

En el párrafo 11.6 se han explicado las depresiones de origen frontal. Como caso particular, comprenden las que se forman a lo largo del frente polar que separa las masas de aire polar y tropical. A continuación se estudiará este proceso con más detalle.

Para simplificar, supóngase que el frente polar sea una superficie plana. No es vertical, sino que presenta una inclinación hacia el polo a partir de su intersección con la superficie de la Tierra.

En algunos puntos del frente polar, el aire frío más denso avanza hacia el ecuador en forma de cuña bajo el aire caliente que es obligado a elevarse. La parte del frente polar donde se produce es un frente frío y en ella el aire polar frío remplaza al aire caliente tropical.

También existen partes del frente donde el aire caliente, más ligero, se desplaza hacia los polos elevándose por la pendiente formada por el aire frío. En este caso, esta parte del frente polar es un frente caliente y en ella el aire caliente tropical remplaza al aire polar frío.

En general, la pendiente del frente frío es más abrupta que la del frente caliente. Por término medio, un frente frío se eleva a 1 km por cada 75 km de distancia horizontal. En el caso de un frente caliente, la pendiente es del orden de 1 km por cada 250 km.

La Figura 16.1 representa los dos tipos de frentes. Para que la figura sea más clara, las dimensiones verticales se han exagerado. Sin embargo, es necesario recordar que las pendientes anteriormente citadas son promedio y puede suceder que la pendiente de un frente frío sea menor que la de un frente caliente.

a) PENDIENTE DE UN FRENTE FRIO

b) PENDIENTE DE UN FRENTE CALIENTE

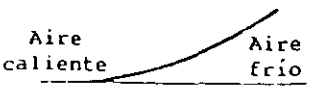


Figura 16.1
Pendientes características de los frentes

16.8 Fenómenos asociados con los modelos teóricos de frentes

Los fenómenos que se producen en la proximidad de los frentes dependen de un cierto número de factores, en particular de las características de las masas de aire y de la forma de actuar una sobre otra. Sin embargo, es cómodo razonar sobre modelos teóricos de frentes fríos o calientes.

A continuación se describirán los fenómenos meteorológicos que pueden estar asociados a estos modelos teóricos, sin olvidar que muy frecuentemente se apartan de la realidad. Por ejemplo: si el aire caliente es estable y seco, el desarrollo de las nubes es más limitado y puede que no se produzcan precipitaciones.

16.9 Modelo teórico del frente caliente

Cuando el aire caliente es húmedo, la llegada de un frente caliente se anuncia por la aparición de Cirrus, despúes Cirrostratus que forman un velo de espesor creciente. Si el aire caliente es inestable y turbulento se pueden observar Cirrocumulus ("cielo aborregado").

A medida que el frente se acerca, el aire caliente está cada vez más bajo y se desarrollan nubes del nivel medio tales como los Altostratus y los Altocumulus.

La lluvia o la nieve comienzan cuando los Altostratus se hacen más densos. Sin embargo, sucede que estos hidrometeoros se evaporan antes de alcanzar el suelo, formando virgas bajo la capa nubosa principal.

Con la llegada de los Nimbostratus las precipitaciones se hacen cada vez más intensas. Muy a menudo se observan también nubes bajas en el aire frío que se forman a consecuencia de la evaporación de las gotas y del agua de lluvia del suelo.

Los fenómenos que acompañan el frente caliente dependen estrechamente de las características que posea el aire caliente antes de elevarse. Además, debido a la débil velocidad de ascenso sobre la pendiente poco acusada del frente, la mayoría de las fuertes lluvias sólo pueden explicarse por la presencia de grandes convecciones en el aire caliente que, por consiguiente, tiene que ser inestable.

16.10 Modelo teórico del frente frío

En general, la pendiente de los frentes fríos es abrupta. Por lo tanto, su acción en la producción de nubes y precipitaciones es más violenta cuando el aire frío remplaza al aire caliente y húmedo. El frente puede ir acompañado de Cumulonimbus, vientos turbulentos y ráfagas, fuertes lluvias y algunas veces tormentas eléctricas. Cuando el frente frío actúa sobre el aire húmedo inestable se puede observar una línea de turbonada acompañada de chubascos y un brusco giro del viento.

Cuando la pendiente del frente frío es abrupta provoca en una distancia muy corta un levantamiento del mismo orden que el producido en una zona mucho más extensa, en la parte delantera de un frente caliente. Por lo tanto, va acompañado de una zona mucho más estrecha de nubes y de precipitaciones que la correspondiente a los frentes calientes. Su acción es de corta duración, pero violenta.

16.11 Ciclones extratropicales y perturbaciones del frente polar

En la vecindad del frente polar existe una gran concentración de energía potencial. Esta energía se libera por un mecanismo natural llamado depresión ondulatoria.

Estas depresiones también se denominan ciclones extratropicales porque ocurren más allá de los trópicos geográficos. El prefijo "extra", que proviene del latín, significa "fuera de".

Algunas veces, las depresiones extratropicales se pueden formar en ausencia de frentes. Las que están ligadas a un frente están asociadas a una deformación, en forma de onda o de ola del frente, que es la que constituye la perturbación.

16.12 Depresión ondulatoria

Durante la Primera Guerra Mundial, la falta de observaciones de las regiones vecinas, en particular de los océanos, incitó a los meteorólogos noruegos a establecer en su propio país una red de estaciones de observación para intentar compensar esta falta. De esta forma reunieron una información abundante y detallada, en particular sobre los ciclones extratropicales. Un grupo de meteorólogos del Instituto de Geofísica de Bergen, pudieron desarrollar un modelo de depresión móvil que sirviese de base a la teoría llamada del "frente polar".

Según esta teoría, pueden formarse depresiones móviles sobre el frente polar. Después se descubrió que se pueden formar otros frentes en los cuales existe la posibilidad de que se originen depresiones. Estas se forman alrededor de una deformación en forma de onda sobre el frente.

Algunas de estas ondulaciones evolucionan poco y acaban desapareciendo. Estas son las ondas estables.

Sin embargo, algunas veces, la amplitud de la ondulación aumenta hasta tal punto que acaba por empujar las masas de aire polares o tropicales lejos de su región generadora y provocar su evolución y después su mezcla. Tales ondulaciones se llaman inestables.

La amplitud de las ondulaciones inestables aumenta hasta que parecen romperse como las olas del océano. La Figura 16.2 representa esta evolución en el Hemisferio Norte. La misma evolución, para una perturbación del Hemisferio Sur, está esquematizada en la Figura 16.3.

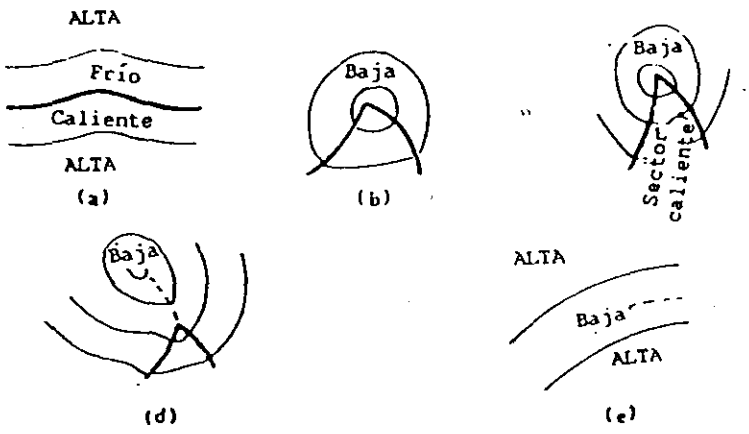


Figura 16.2
Formación y evolución de una perturbación en el Hemisferio Norte

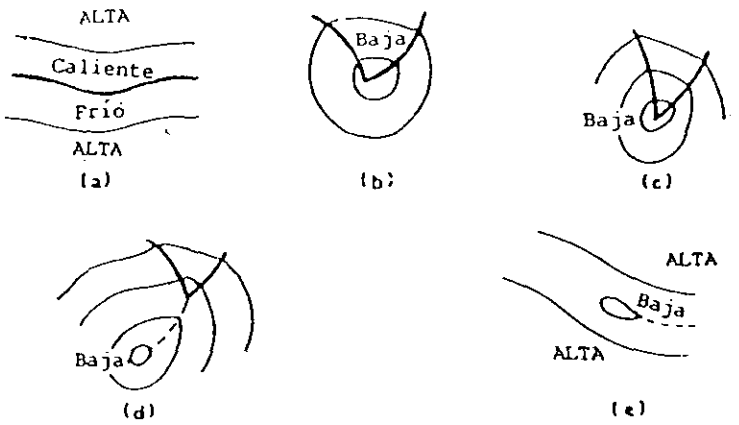


Figura 16.3
Formación y evolución de una perturbación en el Hemisferio Sur

El esquema a) representa el frente que separa el aire caliente tropical del aire polar frío. Mientras que la perturbación se desarrolla se forma una depresión que se intensifica alrededor de ella, como lo muestran los esquemas b) y c).

16.13 Fenómenos asociados a una depresión ondulatoria en estado de madurez

Véase lo que ocurre cuando una perturbación que haya alcanzado el estado c) de su desarrollo (se dice que ha alcanzado su madurez) pasa sobre una estación: primero el frente caliente, después el frente frío separados por el sector cálido.

Cuando se acerca el frente caliente, la presión baja, tanto más cuanto más cerca esté el frente. Al mismo tiempo, la nubosidad y las precipitaciones lo mismo que la humedad aumentan. En general, la temperatura varía poco o aumenta lentamente hasta que el frente en superficie alcance la estación.

Luego, se produce un aumento brusco de la temperatura, cuya importancia depende del contraste entre las dos masas de aire separadas por el frente. Al paso del frente, la nubosidad decrece o el cielo se despeja completamente. Esta parte de la perturbación se llama sector caliente.

En este sector, la nubosidad depende de las características de la masa de aire que ocupa esta región, entre las que se encuentran su temperatura, su humedad y el gradiente térmico vertical. Sin embargo, la temperatura permanece relativamente alta. Primero, el barómetro se estaciona o señala una ligera baja; después, una baja más marcada a la llegada del frente frío.

Cuando se aproxima un frente frío abrupto y bien delimitado, el viento del sector caliente refresca y si el aire es húmedo e inestable se ven aparecer nubes comuliformes. Estas nubes descienden cuando el frente se acerca y se forman Cumulonimbus con precipitaciones en aumento. Al paso mismo del frente se produce una vigorosa turbonada con giro brusco en la dirección del viento en el momento en que el aire frío alcanza la estación. A continuación, después de la llegada del frente se produce una marcada subida de presión.

Normalmente, se produce un rápido despeje de nubes cuando el frente tiene una pendiente fuerte. Sin embargo, en las regiones montañosas u oceánicas pueden originarse chubascos si el aire situado detrás del frente es húmedo e inestable.

Esta descripción corresponde a una situación teórica. Sin embargo, conviene recordar que no todas las perturbaciones corresponden a este esquema. Las nubes y las precipitaciones asociadas a una perturbación dada dependen esencialmente de la temperatura, de la humedad y del gradiente térmico vertical en las masas consideradas.

16.14 Frentes ocluidos

Los esquemas d) de las Figuras 16.2 y 16.3 muestran lo que se produce cuando el frente frío se desplaza más rápidamente que el frente caliente y lo alcanza. El sector caliente se estrecha y se forma un frente complejo representado por la línea de trazos. Es el proceso de oclusión.

El frente que resulta se llama frente ocluido. El aire que inicialmente se encontraba en el sector caliente, es empujado hacia niveles más altos. Se pueden formar dos tipos de frente ocluido debido a que el aire frío situado detrás del frente frío tiene una historia y una evolución que difieren de la del aire frío que se encuentra delante del frente caliente.

Cuando el aire frío situado detrás del frente frío es el más frío de las dos masas de aire se desliza bajo el frente caliente y se forma una oclusión con carácter de frente frío. La Figura 16.4 a) representa este tipo de oclusión.

La Figura 16.4 b) representa una oclusión con carácter de frente caliente. En este caso, la más fría de las dos masas de aire frío es la que se encuentra bajo el frente caliente, resultando entonces que el aire que sigue al frente frío se eleva sobre la masa de aire más fría.

Figura 16.4
Frentes ocluidos

a) Frente ocluido con carácter de frente frío

b) Frente ocluido con carácter de frente caliente

16.15 Fenómenos asociados con los frentes ocluidos

En estos dos tipos de oclusión, un valle constantemente encerrado entre las dos masas de aire frío que se acercan contiene aire caliente, el cual es empujado hacia arriba y puede formar nubes y producir precipitación. En ciertos casos, la interacción entre las dos masas frías también puede provocar la formación de nubes y de precipitaciones en las capas bajas a lo largo de la línea de giro del viento.

En realidad, los fenómenos que se producen en el caso de los frentes ocluidos dependen de su estructura y de sus movimientos. Pueden presentar algunas de las características de los frentes fríos y de los calientes pero la sucesión de acontecimientos es más compleja.

Mientras continúa el proceso de oclusión, el sector caliente se eleva

frío en las capas bajas. Cuando llega a este estado, las masas de aire han tenido tiempo de modificarse completamente y de mezclarse. La depresión se debilita progresivamente y desaparece.

En este capítulo se ha estudiado un modelo esquemático de perturbación ondulatoria pero, en la realidad, la configuración de las nubes y de las precipitaciones es a menudo más compleja. Sin embargo, este modelo es muy útil para comprender los procesos atmosféricos que acompañan las perturbaciones y los ciclones extratropicales. Este modelo ha sido confirmado por la experiencia de medio siglo y por las fotografías de las nubes tomadas por los satélites artificiales en el transcurso de los últimos años.

Los meteorólogos se interesan por la evolución de numerosos tipos de procesos atmosféricos y uno de los métodos más eficaces para este estudio es el empleo de los mapas sinópticos, objeto del próximo capítulo.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué es una masa de aire? ¿Cuáles son las características de una región generadora de masas de aire? ¿Dónde se encuentran más frecuentemente estas condiciones?

2. Expóngase la diferencia que existe entre:

   a) las masas de aire marítimo y continental;

   b) las masas de aire polar y tropical.

3. Redáctese una breve nota sobre las modificaciones de las masas de aire.

4. ¿Cuál es el significado de la expresión zona frontal?

5. Descríbanse las características:

   a) de un frente caliente teórico;

   b) de un frente frío teórico.

6. Redáctense breves notas sobre:

   a) las perturbaciones y los ciclones extratropicales;

   b) el sector caliente;

   c) los frentes ocluidos.

CAPITULO XVII

ANALISIS SINOPTICO

Los meteorólogos se interesan por los procesos atmosféricos a escala muy variable. Por ejemplo, estudian los procesos que se producen en la proximidad de un cultivo durante su crecimiento, utilizando para ello métodos especiales de micrometeorología.

También se interesan por los procesos que se extienden a una superficie algo mayor. Los procesos a escala media tales como las tormentas eléctricas o los tornados se estudian, a menudo, con la ayuda del radar o de equipos de observación de atmosféricos, adecuados para el estudio detallado de tales fenómenos.

Otros meteorólogos estudian los grandes anticiclones (altas), las depresiones (bajas) y los demás fenómenos que se producen sobre los continentes o los océanos de la Tierra. Para estudiar los fenómenos a escala sinóptica es necesario obtener observaciones procedentes de una gran parte de *uno u otro hemisferio correspondiente a un importante espesor de atmósfera*. En efecto, los meteorólogos actuales coinciden en que es preciso reunir las observaciones de la atmósfera en su conjunto. Y este es el objeto que se propone la Vigilancia Meteorológica Mundial de la OMM.

Para estudiar e interpretar los datos meteorológicos a escala sinóptica es necesario que los observadores de todas las partes del mundo hagan sus observaciones simultáneamente a la misma hora. Los mensajes de observación se envían hacia los centros meteorológicos importantes donde la información es asentada en los mapas sinópticos.

En este capítulo se describirán los tipos de mapas sinópticos más importantes que utilizan los meteorólogos. Se verán, asimismo, algunas de las configuraciones que, con más frecuencia, aparecen en estos mapas.

17.1 Tipos de mapas sinópticos

Un cierto número de tipos de mapas sinópticos se utilizan para representar y estudiar las observaciones de superficie y del aire superior. En algunos de estos mapas, las observaciones de todas las estaciones se refieren a un mismo nivel o a una misma altitud y son transcritos en mapas de nivel constante. Entre éstos el más utilizado es el mapa al nivel del mar.

En cuanto a las observaciones del aire superior, en general es más cómodo referirlas a puntos de la atmósfera en que la presión tiene un valor dado. Por ejemplo, se pueden efectuar observaciones en los puntos de la atmósfera cuya presión es igual a 500 hPa. Las observaciones son entonces asentadas en mapas de presión constante. Cuando los meteorólogos se interesan por los procesos que se producen en las proximidades de la troposfera media utilizan, casi siempre, el mapa sinóptico de 500 hPa.

Una vez que los datos de las observaciones han sido asentados en los mapas sinópticos se los analiza gráficamente, obteniendo así un análisis sinóptico. En cada tipo de mapa aparecen después del análisis configuraciones características.

17.2 Mapas sinópticos al nivel del mar

Los mapas sinópticos más antiguos fueron los que representaban la distribución de la presión reducida al nivel medio del mar. Se ha visto, en el párrafo 5.9, cómo se puede reducir al nivel medio del mar la presión medida al nivel de la estación. La presión al nivel del mar en un instante dado puede calcularse para un gran número de estaciones y transcribirse a un mapa sinóptico al nivel del mar.

Las líneas que unen todos los puntos de la misma presión se denominan isobaras. Se suelen trazar a intervalo constante: dos, tres, cuatro o cinco hectopascales, según los usos de los diferentes países o de los diferentes centros. Cuando el análisis se ha terminado, el mapa representa el campo de presión y en él se puede reconocer un cierto número de configuraciones isobáricas.

Actualmente, se transcriben también en los mapas al nivel del mar otros elementos de la observación de superficie: temperatura, viento, tiempo presente, tipos de nubes, etc. Esta información permite a los meteorólogos estudiar la evolución del tiempo y localizar los frentes.

Un mapa completamente analizado representa no sólo el campo de presión, sino también los frentes.

17.3 Configuraciones isobáricas al nivel del mar

El campo de presión tiene una configuración compleja como resultado de la combinación de un cierto número de configuraciones simples que se presentan, a menudo, en los mapas al nivel del mar. En los esquemas que figuran en este capítulo, estas configuraciones están representadas en casos en que son relativamente simétricas, para simplificar las figuras.

A cada una de estas configuraciones simples, que a veces se llaman también sistemas isobáricos, están asociadas ciertas características del tiempo.

17.4 Anticiclones y dorsales

Se designa con el término alta o anticiclón a una región de presiones relativamente altas. La presión es máxima en el centro, el cual está rodeado por una o varias isobaras cerradas. En las zonas próximas al centro del anticiclón el tiempo es generalmente bueno y los vientos son allí débiles.

En el Hemisferio Norte, la circulación alrededor del centro de las altas presiones tiene el sentido del movimiento de las agujas de un reloj. En el Hemisferio Sur, la circulación es en sentido inverso. Cerca de la superficie, la fuerza de fricción provoca un ligero flujo a través de las isobaras, como puede verse en la Figura 17.1.

Una dorsal es una extensión alargada de alta presión a partir de un anticiclón. Se representa por isobaras redondeadas que están más alejadas del anticiclón que en las otras direcciones. Se llama eje de la dorsal a la línea que une los puntos de las isobaras más alejadas del centro anticiclónico. A lo largo de este eje la presión es más alta que en los puntos situados a uno y otro lado del mismo. La Figura 17.2 representa una dorsal.

a) Hemisferio Norte

b) Hemisferio Sur

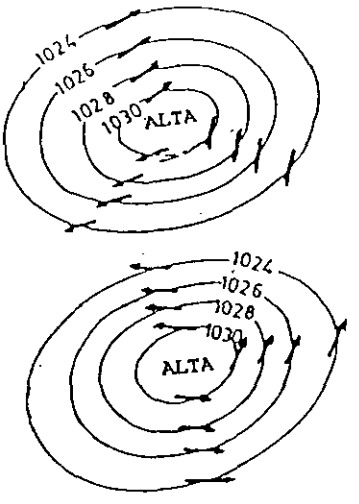


Figura 17.1
Alta o anticiclón

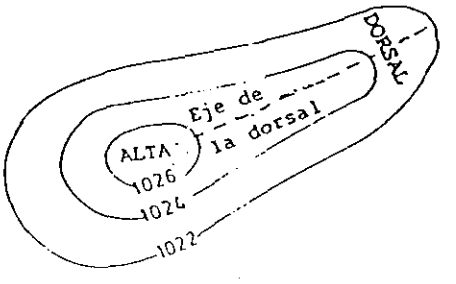


Figura 17.2
Una dorsal de alta presión

17.5 Depresiones y vaguadas

Se llama baja o depresión a una zona en que la presión es relativamente baja. El centro es el punto en que la presión es mínima y está rodeado de una o varias isobaras cerradas.

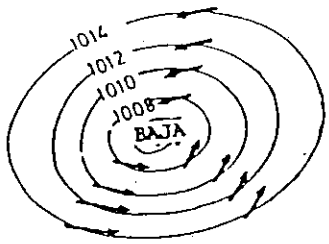
Una depresión se conoce también por el término ciclón al que, desgraciadamente en el lenguaje corriente, se le ha dado la significación de tempestad acompañada de vientos fuertes, haciendo más bien alusión a los ciclones tropicales que a las depresiones de las latitudes medias, las cuales van a menudo acompañadas de vientos fuertes, pero no siempre.

En el Hemisferio Norte, el viento circula alrededor de las depresiones en sentido inverso al movimiento de las agujas del reloj. Lo contrario sucede en el Hemisferio Sur. La fuerza de fricción tiende a crear en las capas bajas un cierto flujo de aire hacia las bajas presiones a través de las isobaras.

La Figura 17.3 representa la circulación que se establece alrededor de las depresiones en cada uno de los dos hemisferios.

Una vaguada designa una configuración isobárica en la que, a partir de un centro depresionario, las isobaras están más alejadas de este centro que en las demás direcciones. La línea que une los puntos de las isobaras más alejadas del centro es el eje de la vaguada. Suele representarse en los mapas por una línea de trazos. A lo largo de este eje la presión es más baja que en los puntos situados a uno y otro lado del mismo. La Figura 17.4 representa la configuración isobárica de una vaguada.

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur

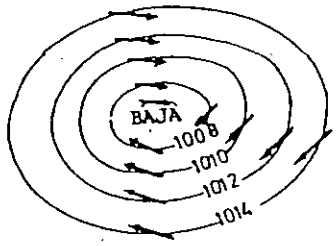


Figura 17.3
Baja o depresión (ciclón)

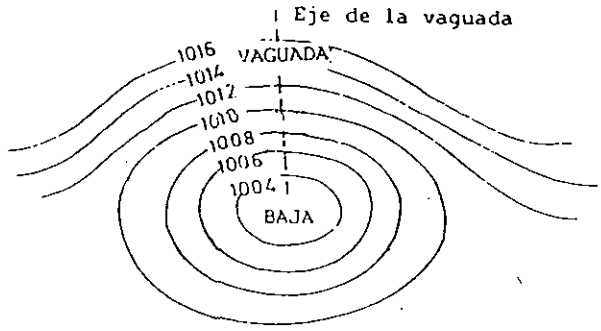


Figura 17.4
Una vaguada de baja presión

Una convergencia en las capas bajas asociada con un ascenso de aire suele producirse en las depresiones y a lo largo de las vaguadas. Si el aire está húmedo o inestable puede, por ello, dar lugar a nubes y precipitaciones.

17.6 Otras configuraciones isobáricas

Un collado es la región que separa a la vez dos depresiones y dos anticiclones. El centro del collado está situado en la intersección de un eje de una vaguada y del eje de una dorsal. Al atravesar un collado, el gradiente de presión cambia de sentido progresivamente así como de dirección después de haberse anulado; el viento es allí muy débil y de dirección variable. La Figura 17.5 representa un collado y la configuración isobárica correspondiente.

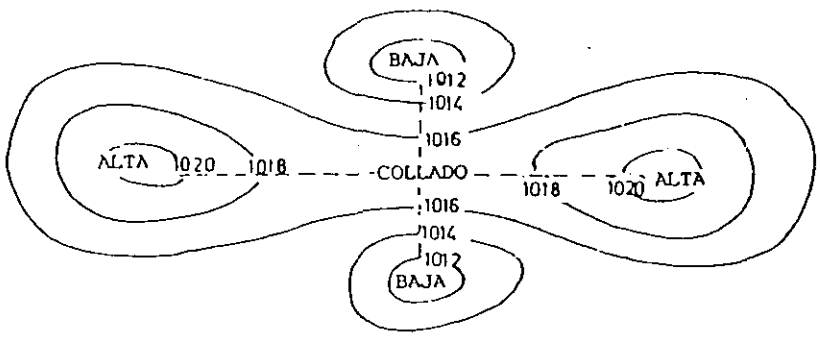


Figura 17.5
Un collado

Otra configuración isobárica compleja resulta de la formación de una depresión en la proximidad de una depresión primaria preexistente o de una combinación con ésta. Se la conoce por la expresión depresión secundaria. Esta forma parte, por lo general, de la circulación establecida alrededor de la depresión inicial (o primaria), pero puede luego desarrollarse y convertirse a su vez en una depresión primaria. La Figura 17.6 muestra la disposición de las isobaras y las relaciones que existen entre las dos.

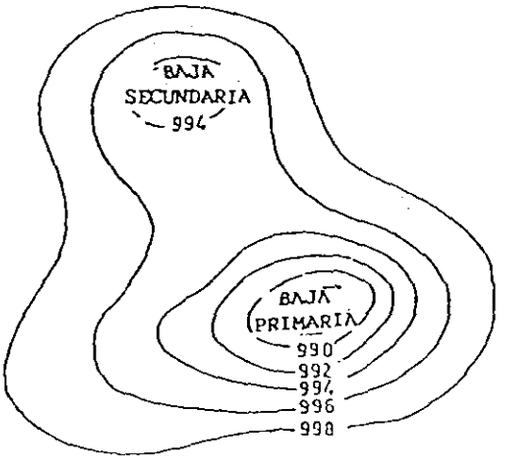


Figura 17.6
Bajas primaria y secundaria

Las isobaras presentan, a veces, una configuración ondulada formada por la yuxtaposición alterna de dorsales y vaguadas. Estas ondulaciones pueden presentarse sobre largas distancias siguiendo, aproximadamente, los paralelos y, según el caso, se les da el nombre de ondas del Oeste o del Este. La Figura 17.7 representa una configuración ondulada de las isobaras.

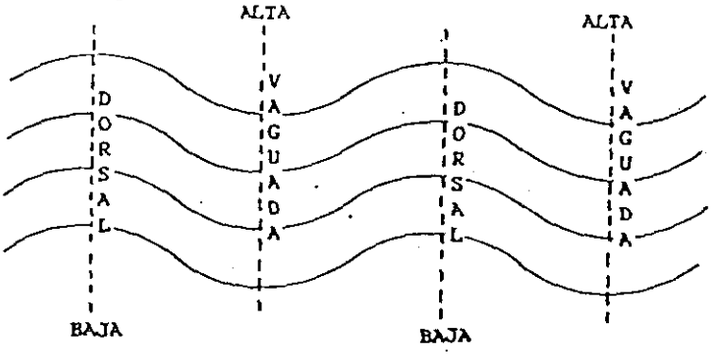


Figura 17.7
Isobaras onduladas

17.7 Sistemas frontológicos en el mapa al nivel del mar

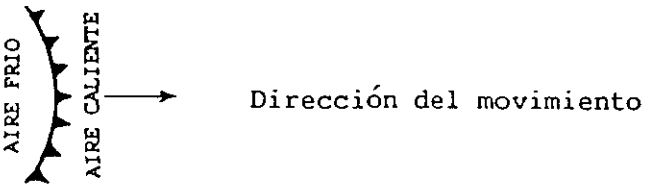
La zona de transición entre dos masas de aire se llama superficie frontal o simplemente frente. Cuando el frente está bien definido, la región donde la zona frontal, que está inclinada, encuentra a la superficie terrestre, tiene una extensión que varía de unos pocos kilómetros, y un centenar de kilómetros cuando se trata de un frente difuso. En la escala utilizada para los mapas sinópticos se representa un frente por una línea.

Uno de los factores más importantes que influyen en la densidad del aire es la temperatura y las masas de aire separadas por un frente tienen, en general, temperaturas diferentes. Lo más frecuente es que también estén asociadas a un frente

Una vaguada puede, a menudo, estar situada en el interior de una masa de aire y, en este caso, no está asociada a un frente. Sin embargo, si la vaguada está asociada a un frente en movimiento es porque intervienen dos masas de aire.

Cuando un frente se desplaza hacia el aire caliente (es decir, que el aire frío remplaza al aire caliente) se le llama frente frío. En un mapa sinóptico se representa un frente frío por una línea con triángulos cuyas bases se apoyan en la línea y sus vértices se dirige en el sentido del movimiento, como se ve en la Figura 17.8.

Figura 17.8
Representación de un frente frío en un mapa sinóptico al nivel del mar



Un frente caliente se desplaza hacia el aire frío (es decir que el aire caliente remplaza al aire frío). Se representa por una línea de semicírculos dirigidos en el sentido del movimiento. La Figura 17.9 muestra cómo se representa en un mapa sinóptico.

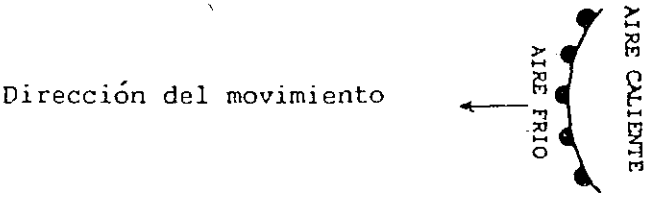
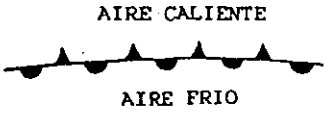


Figura 17.9
Representación de un frente caliente en un mapa sinóptico al nivel del mar

Un frente que no se desplaza, se llama frente estacionario. En este caso, el viento sopla paralelamente a la zona frontal y no hay vaguada a lo largo del frente, que es paralelo a las isobaras. Se representa con semicírculos dirigidos hacia el aire frío y triángulos dirigidos hacia el aire caliente.

Figura 17.10
Representación de un frente estacionario en el mapa al nivel del mar



En la práctica, generalmente este tipo de frente tiene ligeros movimientos y entonces se le denomina frente casi estacionario. El vocablo "casi" proviene de la palabra latina "quasi" que, entre otras acepciones, significa "aproximadamente".

Ya hemos indicado en el párrafo 16.12 que puede formarse una ondulación frontal o perturbación acompañada de una depresión extratropical o ciclón extratropical. La Figura 17.11 muestra cómo se representa esta ondulación frontal en un mapa sinóptico.

a) Hemisferio norte

b) Hemisferio sur

Figura 17.11
Representación de una onda frontal en el mapa al nivel del mar

En el transcurso de la evolución de una depresión ondulatoria, el frente frío tiende a alcanzar al frente caliente. Hay entonces oclusión y el sector caliente es empujado cada vez a mayor altura. Un frente ocluido se representa por una línea en la que alternan semicírculos y triángulos indicando la dirección del movimiento. En la Figura 17.12, la parte del frente señalada por AB es una oclusión.

a) Hemisferio norte

Figura 17.12
Oclusión de una onda frontal

b) Hemisferio sur

17.8 Mapas de presión constante

Las radiosondas proporcionan medidas de la temperatura y de la humedad en altura a niveles de presión dados. Es, pues, conveniente trazar mapas para ciertos niveles de presión constante, por ejemplo, para 1000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hectopascales.

En los mapas de presión constante o mapas isobáricos se pueden trazar líneas que unen los puntos de la misma altura sobre el nivel del mar. Son las líneas de nivel a isohipsas. Configuraciones de isohipsas tales como anticiclones, depresiones, ondulaciones, dorsales, etc., aparecen en los mapas de superficie isobáricas.

17.9 Análisis de las líneas de corriente

El viento es una de las variables esenciales del análisis sinóptico. El análisis del campo de viento en las regiones extratropicales se hace más fácil a causa del equilibrio aproximado entre la fuerza Coriolis y la fuerza debida al gradiente de presión.

La circulación por encima de la capa límite (es decir, hasta 1 km de altura) puede, por lo tanto, determinarse con la ayuda del mapa al nivel del mar utilizando las isobaras. De igual modo, se puede calcular el viento en altura con la ayuda de las isohipsas de los mapas de superficie isobáricas en las regiones extratropicales. Para ello se suelen utilizar ábacos de viento geostrófico, cuando las isobaras o las isohipsas son rectilíneas.

Sin embargo, en las latitudes bajas, como la fuerza de Coriolis es

aproximadamente, los mapas isobáricos al nivel del mar o las isohipsas de los mapas de superficies isobáricos pierden gran parte de su valor para el análisis del viento.

Para soslayar esta dificultad, se emplea a menudo en las regiones tropicales el análisis de las líneas de corriente. Esta técnica puede utilizarse en cualquier nivel.

Sobre un mapa sinóptico se puede representar la dirección del viento por una línea, siempre que su dirección sea la de la tangente a dicha línea en toda su longitud. A esta línea se le llama línea de corriente. La Figura 17.13 muestra la relación entre la dirección real del viento y la línea de corriente (se dice también línea de flujo).

Figura 17.13
Indicación de la dirección del viento en un instante dado por medio de una línea de corriente

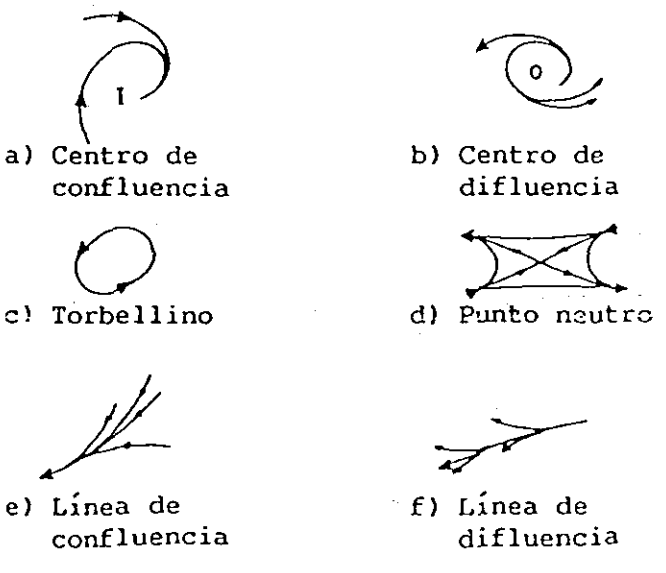
A diferencia de las isobaras e isohipsas, las líneas de corriente no se acotan y, por lo tanto, la noción de intervalo entre ellas no tiene significado. Sencillamente se trazan tantas líneas de corriente como sean precisas para representar convenientemente el campo de viento y, desde luego, no tienen relación alguna con la intensidad del viento.

17.10 Configuraciones de las líneas de corriente

En los mapas sinópticos de líneas de corriente se observan diversas configuraciones, de las cuales las más importantes están representadas en la Figura 17.14.

Los centros de confluencia y de difluencia corresponden al mismo tipo de circulaciones que están asociadas a las depresiones y a los anticiclones en los mapas isobáricos al nivel del mar. Un punto neutro es el equivalente de un collado.

Los puntos singulares son aquellos en que la dirección del viento está indeterminada, por ser allí la intensidad del viento nula (calma). Puntos singulares se encuentran en los centros de difluencia y de confluencia, así como en los puntos neutros.



a) Centro de confluencia
b) Centro de difluencia
c) Torbellino
d) Punto neutro
e) Línea de confluencia
f) Línea de difluencia

Figura 17.14
Configuraciones características de las líneas de corriente

17.11 Análisis de isotacas

Las líneas de corriente no dan indicación alguna sobre la intensidad del viento, de ahí que se utilice otro procedimiento para representarlo: el análisis de isotacas.

Un mapa de isotacas consiste en líneas que unen los puntos de igual intensidad del viento. Cada una de estas líneas es una isotaca (palabra derivada del griego que significa "velocidad exacta"). Para trazarlas se utiliza un mapa donde está anotada la intensidad del viento (generalmente en nudos).

Normalmente, las isotacas se trazan mediante línea de trazos. La Figura 17.15 es un ejemplo de isotacas acotadas de 10, 20 y 30 nudos.

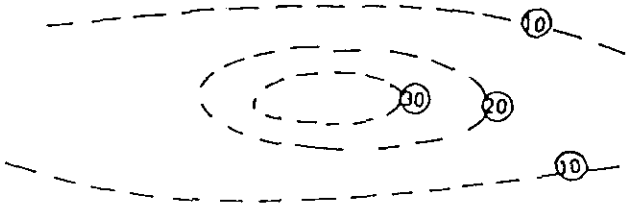


Figura 17.15
Isotacas acotadas en nudos

Aunque el análisis de las isotacas se puede trazar por separado en un mapa isobárico, es, sin embargo, más frecuente representar las líneas de corriente y las isotacas en un mismo mapa.

En este capítulo se ha tratado de los mapas sinópticos más utilizados en los centros de pronóstico. También se hace necesario utilizar otros tipos de mapas para efectuar pronósticos, pero se puede obtener mucha información del estudio de los que se han descrito. En el próximo capítulo se estudiarán las características del tiempo que están relacionadas a las configuraciones sinópticas que se encuentran en los mapas meteorológicos.

CUESTIONARIO

1. Hágase la distinción entre los mapas del nivel constante y los mapas de presión constante. Descríbase un mapa al nivel medio del mar.

2. Represéntese, utilizando esquemas, cuál es la circulación del aire asociado a:

   a) un anticiclón;

   b) una depresión.

   El esquema se referirá al hemisferio donde se encuentre el lector.

3. Redáctense breves notas, ilustradas con esquemas, sobre:

   a) las isobaras;

   b) la dorsal;

c) eje de la vaguada;

d) el collado;

e) las ondas del Oeste.

4. Dibújense esquemas que muestren cómo se representan en los mapas sinópticos al nivel del mar los siguientes tipos de frente:

a) frente frío;

b) frente caliente;

c) frente casi estacionario;

d) frente ocluido.

En el caso de frentes móviles, indíquese con una flecha la dirección del desplazamiento.

5. ¿Por qué se utiliza frecuentemente el análisis de las líneas de corriente en los trópicos? Dibújense esquemas que muestren la circulación del viento en los casos siguientes:

a) centro de confluencia;

b) línea de confluencia.

6. ¿Qué es una isotaca? Hágase un esquema.

CAPITULO XVIII

RELACIONES ENTRE LAS CONFIGURACIONES SINOPTICAS Y CARACTERISTICAS DEL TIEMPO

En los mapas sinópticos se observa un cierto número de situaciones a las cuales están ligadas, en general, características particulares del tiempo. Estas características resultan de la acción de un cierto número de causas, tales como el movimiento vertical provocado por los frentes, el relieve, la convergencia, etc., o de la evolución en el propio seno de las masas de aire cuando se desplazan.

Un mapa sinóptico proporciona una imagen de conjunto de la situación en un momento dado. En las regiones extratropicales las isobaras indican la dirección del viento, y la separación de dichas isobaras la intensidad del mismo. En la regiones tropicales los mapas de líneas de corriente y de isotacas proporcionan la misma información, las líneas de corriente dan la dirección y las isotacas la intensidad del viento.

18.1 Circulación del aire en la proximidad de la superficie terrestre

En las regiones extratropicales los mapas isobáricos al nivel del mar se utilizan para la determinación del viento en la proximidad de la superficie de la Tierra. Sin embargo, como interviene la fuerza de fricción provocando un cierto flujo a través de las isobaras, éstas representan mejor el viento que hay en el nivel superior de la capa límite (hasta 1 km). Cuando el viento es el viento del gradiente (es decir, que es horizontal y que su intensidad es constante), se pueden considerar las isobaras como si fueran líneas de corriente.

A latitudes menores que 20°, la fuerza de Coriolis es demasiado débil para que se establezca el viento del gradiente y, por ello, las isobaras difieren notablemente de las líneas de corriente.

La trayectoria de una partícula de aire no coincide, necesariamente, con las isobaras o las líneas de corriente. Cuando el campo de presión es estacionario y el viento es el viento del gradiente, las isobaras pueden ser líneas de corriente, pero ésta es una situación excepcional.

La disposición de las isobaras y de las líneas de corriente evolucionan progresivamente; las situaciones características a escala sinóptica se desplazan, se intensifican o se debilitan. Nuevos sistemas isobáricos aparecen y prosiguen su evolución.

Es muy grande el número de situaciones meteorológicas posibles. Se examinarán únicamente las características del tiempo que están asociadas a un cierto número de fenómenos a escala sinóptica.

18.2 Anticiclones

Los anticiclones se pueden observar en los mapas isobáricos al nivel del mar. En las capas bajas, la fricción provoca un cierto flujo de aire hacia el exterior que atraviesa las isobaras cerradas que rodean el centro del anticiclón. A menudo, este efecto está ligado con la subsidencia en altitud si la presión al nivel del mar aumenta como consecuencia de una convergencia

en el aire superior. En consecuencia, disminuye el gradiente térmico vertical, aumenta la estabilidad y se forma una inversión.

El máximo de estabilidad está situado cerca del centro del anticiclón. Si el aire es seco, el cielo puede estar despejado y, si los vientos son débiles o hay calma, es posible la formación de rocío o de escarcha durante la noche.

Cuando el aire es húmedo, se pueden observar neblinas o nieblas matinales. Durante el día, es posible la formación de una inversión por turbulencia con cielo cubierto por Stratus o Stratocumulus, y puede caer llovizna.

En las ciudades, la presencia de una inversión en la parte central de un anticiclón limita la dispersión vertical de la contaminación atmosférica, la cual tiende a permanecer cerca de sus lugares de origen, por ser el viento débil. Con cielo cubierto y aire muy contaminado, las condiciones atmosféricas son desagradables. A veces se dice "cielo opaco".

Las condiciones son diferentes más lejos del centro de los anticiclones. Los vientos son más fuertes y el aire es menos estable. Entonces el tiempo depende en gran parte de las propiedades de la supeficie subyacente, que actúan sobre la humedad y la estabilidad del aire. Sin embargo, la subsidencia en altura limita el desarrollo de las nubes.

18.3 Dorsales

El aire en las dorsales es asimismo bastante estable, debido a la subsidencia. Las características del tiempo que predominan en los anticiclones se encuentran también en las proximidades de las dorsales.

18.4 Depresiones

Las bajas presiones están vinculadas a movimientos verticales ascendentes del aire, lo cual es el resultado de una divergencia en altura, ligada a un flujo convergente que atraviesa las isobaras en la proximidad de la superficie terrestre.

En general, las depresiones ligadas a los frentes resultan de la formación de una ondulación sobre un frente ya existente. La formación y evolución de estas perturbaciones que las acompañan, han sido ya estudiadas y el tiempo característico de los frentes calientes, frío y ocluido también han sido ya descritos. Sin embargo, se recordará que allí solamente se trató de estas características en líneas generales y que, en el caso particular de cada perturbación, el tiempo observado depende de ciertas circunstancias.

Las depresiones pueden no estar ligadas a frentes. El tiempo observado en las distintas zonas de la depresión depende de las características de los diversos flujos que en ellas se encuentran y del ascenso del aire en ellas.

Debido a un calentamiento intenso del suelo continental, se forman depresiones no ligadas a frentes, que son depresiones térmicas. A menudo estas depresiones no representan más que una circulación del aire, ya que la humedad del mismo es insuficiente para que puedan producirse formaciones nubosas importantes.

Sin embargo, también puede observarse otro tipo de depresión no frontal, a menudo acompañada de extensas lluvias. Una fuerte divergencia en la alta troposfera provoca un descenso de la presión en la superficie y entonces aparece una depresión en los mapas sinópticos al nivel del mar. Esta depresión va acompañada de un movimiento ascendente lento pero de gran extensión horizontal, que reduce la estabilidad del aire. Cuando éste es húmedo, puede producirse en una gran extensión la formación de nubes y precipitaciones.

Las depresiones y los ciclones tropicales se estudiarán en el capítulo siguiente. Los ciclones tropicales tienen una estructura que los caracteriza.

18.5 Vaguadas

Las vaguadas están ligadas frecuentemente a los frentes, y ya se ha visto en los capítulos anteriores el tiempo que les corresponde.

Es muy frecuente observar vaguadas sin frentes. Sin embargo, en este caso, se trata de regiones donde la presión es relativamente baja y donde la convergencia y ascenso del aire provocan a menudo la formación de nubes y mal tiempo.

18.6 Collados

Un collado es una región donde los vientos son muy débiles. Las condiciones meteorológicas del mismo dependen sobre todo de las características de la masa de aire que en él se encuentra. Frecuentemente la variación diurna ejerce en el collado una gran influencia.

18.7 Tiempo asociado a los flujos de aire frío o caliente

Un flujo de aire frío es el paso de una masa de aire, cuyas capas bajas son más frías que la superficie sobre la que se desliza. Por consiguiente, se calienta desde abajo y se hace inestable.

El espesor de la capa donde se desarrolla la inestabilidad depende de varios factores, tales como el calentamiento y la inestabilidad inicial del aire. Las nubes características de un flujo de aire frío son los Cumulos y a menudo los Cumulonimbus. También son frecuentes los chubascos.

Un flujo de aire caliente resulta del deslizamiento, sobre una superficie más fría, del aire que ha permanecido durante un cierto tiempo en una región caliente. Entonces pierde calor que cede a la superficie subyacente, volviendose de este modo más estable. Cuando el flujo de aire caliente pasa sobre una superficie oceánica, sus capas bajas pueden llegar a saturarse y por ello producir niebla o Stratus bajos.

18.8 Configuraciones de líneas de corrientes y de isotacas

La convergencia en las capas bajas de la troposfera acompañada de divergencia en altura provoca un movimiento ascendente del aire. Este ascenso puede producir a su vez la formación de nubes y precipitaciones.

Inversamente, una divergencia cerca de la superficie terrestre asociada a una convergencia en la alta troposfera produce un movimiento descendente del aire. Esta subsidencia aumenta la estabilidad y reduce el desarrollo de nubes.

Por lo tanto, es muy importante poder identificar las regiones de convergencia y de divergencia en todos los niveles. Para ello, en general, es necesario utilizar a la vez las líneas de corriente y las isotacas.

Se emplean técnicas particulares para determinar las zonas de convergencia y de divergencia. A veces, el tiempo observado suministra indicaciones valiosas para el análisis del campo de viento. Por ejemplo, el mal tiempo que resulta de un movimiento ascendente y la presencia de nubes cumuliformes implica una convergencia de las capas bajas acompañada de una divergencia en altura.

Habiendo descrito los tipos de análisis sinóptico que convienen para bajas latitudes, se estudiarán los fenómenos tropicales en el capítulo siguiente con más detalle.

CUESTIONARIO

1. Explíquense las afirmaciones siguientes:

   a) las líneas de corriente y las isobaras difieren notablemente en las regiones tropicales;

   b) la trayectoria de una partícula de aire no sigue necesariamente la dirección de las isobaras o de las líneas de corriente.

2. Coméntese, de modo breve, las características generales meteorológicas de los anticiclones.

3. Redáctense breves notas sobre:

   a) las depresiones no ligadas a frentes;

   b) el tiempo característico en los flujos de aire frío o caliente.

4. Descríbanse las características del tiempo en:

   a) los collados;

   b) las vaguadas;

   c) las depresiones térmicas.

5. ¿Por qué es necesario identificar las zonas de convergencia y de divergencia?

CAPITULO XIX

METEOROLOGIA TROPICAL

Geográficamente, las regiones tropicales están situadas entre el Trópico de Cáncer (23°27'N) y el Trópico de Capricornio (23°27'S). Sin embargo, en Meteorología no es conveniente considerar de manera precisa a estos límites.

Por ejemplo: en el párrafo 9.3 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" se estudió la celda de Hadley situada en las bajas latitudes de cada hemisferio, en la cual el aire descendente alcanza la superficie de la Tierra a los 30° de latitud aproximadamente. Generalmente, es necesario estudiar la circulación en cada celda como un todo en vez de limitarse a los trópicos geográficos.

En muchos casos, el tiempo meteorológico de las bajas latitudes no puede ser estudiado aisladamente. Existe una interacción entre las partes de la atmósfera situadas a diferentes latitudes y muy a menudo resulta ventajoso considerar la atmósfera en su totalidad. En este capítulo, se estudiarán principalmente los fenómenos que se producen en las regiones que interesan particularmente a los meteorólogos tropicales.

19.1 Campo de la Meteorología Tropical

En el transcurso del año, cada celda de Hadley se desplaza hacia el norte y hacia el sur de acuerdo con el movimiento del Sol respecto a la Tierra. La situación de estas celdas también está influenciada por las diferencias de temperatura en cada hemisferio debidas a la desigual distribución de las superficies continentales y oceánicas. Como resultado de lo anterior, las celdas cambian de posición con el tiempo en forma variable a lo largo de los diversos meridianos.

El aire descendente en cada celda llega a la superficie de la Tierra en el cinturón de altas presiones subtropicales de los dos hemisferios ("latitudes del caballo"). Por lo tanto, el centro de estos cinturones de altas presiones debe desplazarse igualmente hacia el norte y hacia el sur a partir de una posición promedio que se sitúa a 30° de latitud aproximadamente.

En razón de lo anterior, se incluye en este estudio de la Meteorología Tropical la región situada entre los dos cinturones de altas presiones subtropicales; es decir, la zona comprendida entre los dos paralelos de latitud 30°.

En el párrafo 9.3 del Volumen "Ciencias de la Tierra", se había visto que el aire que llegaba a la superficie de la Tierra en los cinturones de altas presiones subtropicales se dirigía después hacia el ecuador, para formar allí los vientos alisios de los dos hemisferios. Por lo tanto, también se incluirán los alisios en la Meteorología Tropical.

19.2 Vaguada ecuatorial

Los alisios de los dos hemisferios se dirigen hacia el ecuador desde el cinturón de las altas presiones subtropicales hacia una zona de presión relativamente baja que se conoce como vaguada ecuatorial.

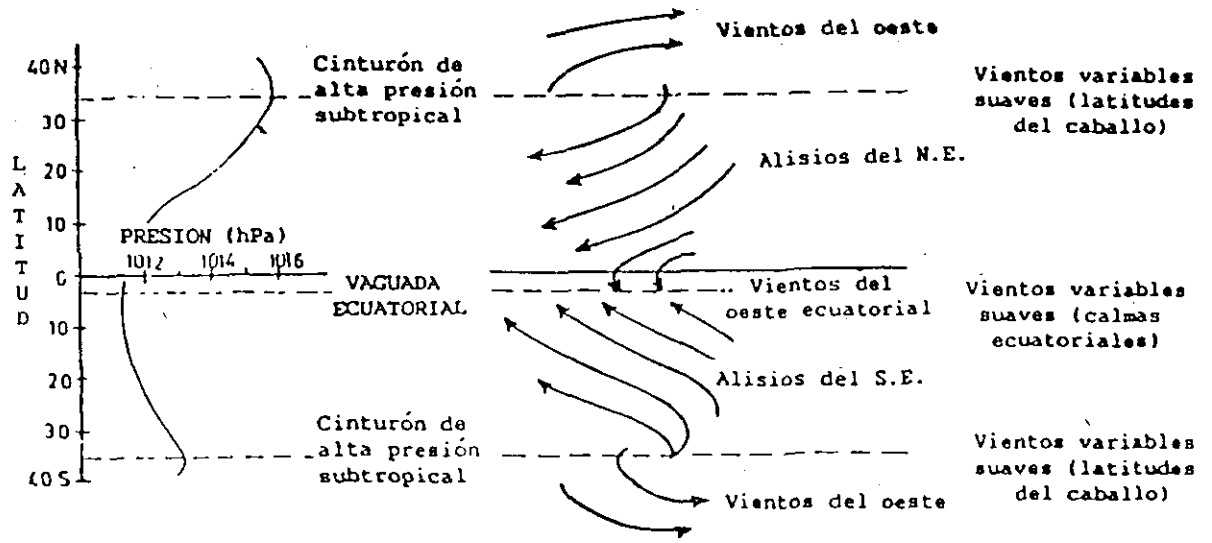
La posición promedio del centro de la vaguada ecuatorial no está en el ecuador geográfico, sino aproximadamente a la latitud de 5°N que, algunas veces, se llama ecuador meteorológico.

19.3 Esquema simplificado de la circulación al nivel del mar

La configuración de las presiones y de la circulación de los vientos se desplaza con la latitud en función del movimiento aparente del Sol respecto a la Tierra. Las posiciones extremas se alcanzan en enero y julio.

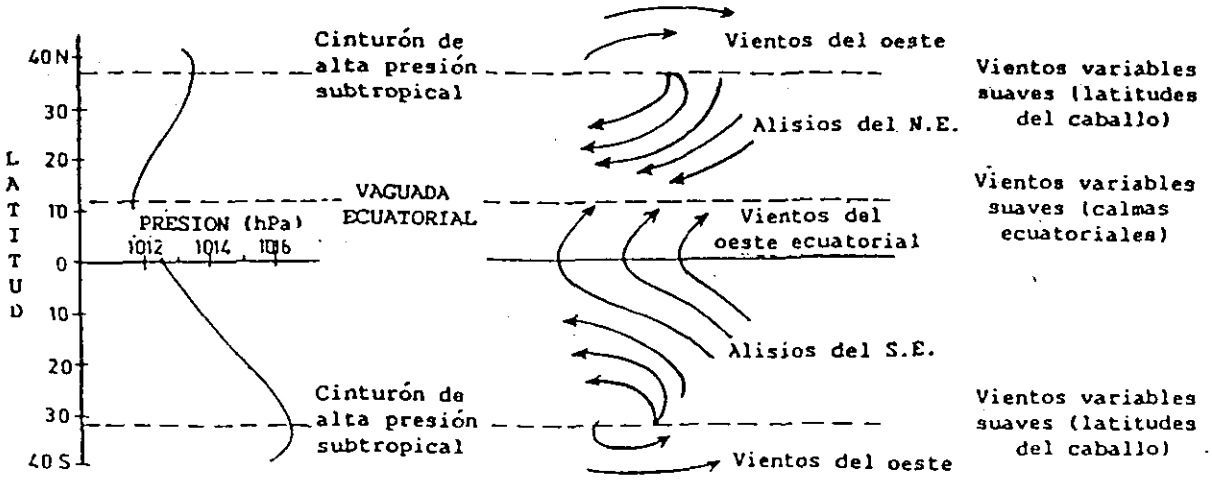
La Figura 19.1 muestra la distribución promedio de la presión al nivel del mar en enero, así como una representación esquemática de la circulación eólica al nivel del mar. En esta época del año, el centro de la vaguada ecuatorial se sitúa aproximadamente a los 5°S.

Figura 19.1 - Presión al nivel del mar y líneas de corriente en enero



La figura 19.2 representa la distribución de la presión y del viento en julio. El Sol se desplaza hacia el Norte y la vaguada ecuatorial se sitúa aproximadamente a los 12°N.

Figura 19.2 - Presión al nivel del mar y líneas de corriente en julio



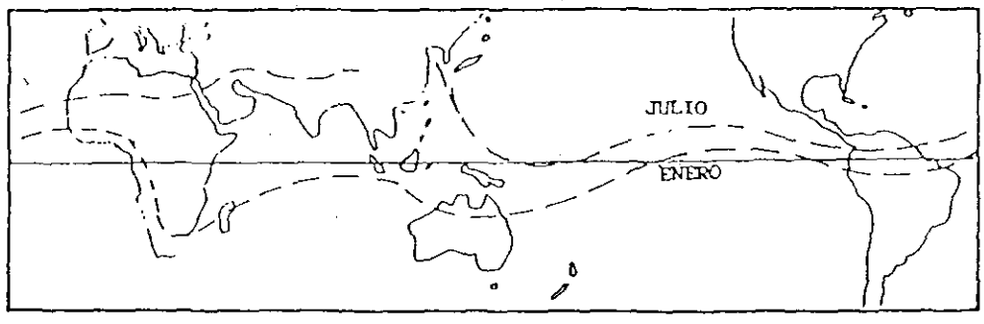
En las proximidades del ecuador, la fuerza de Coriolis se hace muy pequeña. El viento está muy influenciado por las condiciones locales y la fricción. Por lo tanto, la componente del viento atraviesa las isobaras de las altas a las bajas presiones, esto es, hacia la vaguada ecuatorial.

Al pasar al otro hemisferio, la fuerza de Coriolis aumenta con la latitud pero la desviación cambia de sentido. Los alisios tienden a transformarse en vientos ecuatoriales del oeste cuando pasan el ecuador dirigiéndose hacia la vaguada ecuatorial. Este aspecto está representado en las Figuras 19.1 y 19.2.

En ciertas regiones puede haber vientos del este en ambos lados de la vaguada ecuatorial, estando ausentes los vientos ecuatoriales del oeste.

Hasta ahora se ha visto la circulación promedio sobre toda la Tierra para los meses de enero y julio. En realidad, la posición de la vaguada ecuatorial varía según los meridianos.

Figura 19.3 - Posiciones promedio de la vaguada ecuatorial



La figura 19.3 representa la posición promedio de la vaguada ecuatorial según la longitud. Se observará que en enero pasa por el norte de Australia y el sur de Africa. En el transcurso del año se desplaza hacia el norte y en julio alcanza el sudeste de Asia y el norte de Africa. La amplitud del desplazamiento en estas regiones es más grande que en otra parte debido a la formación, sobre estos continentes, de presiones térmicas, así como a los bajos promedios mensuales de la presión al nivel del mar.

Estos promedios y los patrones correspondientes del viento ocultan las variaciones diarias que ocurren en los trópicos. Sin embargo, constituyen una base útil para los estudios de la Meteorología Tropical.

19.4 Alisios

Los alisios soplan en casi todas las regiones comprendidas entre los cinturones de altas presiones subtropicales y la vaguada ecuatorial. En el Hemisferio norte, el aire que se dirige hacia el ecuador es desviado hacia la derecha por la fuerza de Coriolis y forma los alisios del nordeste. De la misma manera, en el Hemisferio Sur, la desviación hacia la izquierda origina los alisios del sudeste.

Los vientos no tienen siempre exactamente estas direcciones. Además de los efectos locales, debido a las desigualdades de la superficie subyacente, existen diferencias de gradientes de presión y la fuerza de Coriolis, que hacen que la dirección e intensidad del viento varíen de un instante a otro y de un sitio al otro.

Sin embargo, los alisios son conocidos por su persistencia y su regularidad. Sobre los océanos, se caracterizan por Cumulus cuya base está alrededor de un kilómetro y su cima a dos kilómetros aproximadamente.

Sobre los litores frente al viento, el desarrollo vertical de la nube es mayor y existe la posibilidad de que ocurran chubascos, sobre todo cuando la intensidad del viento aumenta. A veces, sin embargo, las regiones de barlobento de las barreras montañosas casi están libres de nubes bajas.

El limitado desarrollo de las nubes y el tiempo generalmente bueno que está asociado a los alisios, dependen de la inversión de los alisios. La subsidencia en los cinturones de altas presiones subtropicales provoca la formación de una inversión que persiste en una parte del trayecto hacia el ecuador del aire que constituye los alisios. La inversión de los alisios actúa como una especie de "tapadera" que limita el desarrollo de las nubes, especialmente en los océanos.

Sin embargo, mientras el aire se mueve hacia el Oeste, dirigiéndose al ecuador, la inversión de los alisios empieza a debilitarse y su base llega a estar más alta. Esto permite que el desarrollo vertical de las nubes se extienda a mayores altitudes y que la precipitación sea más fuerte y más frecuente en las proximidades de la vaguada ecuatorial.

19.5 Monzones

La circulación del aire a gran escala está modificada por la presencia de superficies continentales y oceánicas, ya que la superficie de los continentes se calienta y se enfría más rápidamente que la de los océanos, en razón de sus diferentes propiedades térmicas.

Los continentes tienden, pues, a calentarse rápidamente en verano y a enfriarse rápidamente en invierno, mientras que los océanos conservan una temperatura más o menos constante durante todo el año. En las párrafos 14.1 y 14.2 se ha estudiado el efecto de las diferencias de calentamiento entre las superficies continentales y las oceánicas. Cuando la extensión de estas superficies es grande, puede establecerse la circulación del aire a gran escala.

En verano, el aire tiende a fluir desde los océanos hacia los continentes calientes y al mismo tiempo a entrar en acción la fuerza de Coriolis y la de fricción. El aire marítimo húmedo que franquea las costas se hace cada vez más inestable debido a que se calienta por su base. El desarrollo vertical de las nubes es importante, sobre todo si está acentuado por la presencia de cadenas montañosas. Sobre una gran área del continente ocurren fuertes chubascos, tormentas eléctricas y turbonadas violentas.

En invierno, la situación se invierte, el aire fluye desde los continentes más fríos hacia el mar. La subsidencia es general y el aire está seco.

Estos vientos estacionales que resultan de las diferencias de temperatura entre los continentes y los océanos se llaman vientos de monzón o simplemente monzones, término derivado de una palabra árabe que significa "estación".

19.6 Regiones de monzón

El monzón se manifiesta con la máxima intensidad sobre el sur y el este de Asia. En invierno, el aire que fluye del anticiclón siberiano forma un flujo del noroeste que franquea las costas del Pacífico y otro flujo del norte que atraviesa la China, Birmania y la India. Este aire se mueve, a través del Océano Indico, hacia la vaguada ecuatorial situada al sur del ecuador.

El anticiclón siberiano se debilita en marzo, cuando la temperatura del suelo comienza a aumentar. Sin embargo, el monzón del sudoeste de la India se produce hasta junio. Sobre el oeste del Océano Pacífico, el monzón de verano viene del sur o del sudeste.

También existe el monzón en otros continentes. En el norte de Australia, la "estación seca" se manifiesta durante el invierno del hemisferio austral cuando los alisios del sudeste predominan sobre esta región. Cuando los alisios se debilitan, el aumento de la temperatura provoca la formación progresiva de una baja térmica.

Hacia el fin del año empieza la "estación húmeda" acompañada de tormentas eléctricas aisladas sobre la parte norte del continente. Cuando el monzón del noroeste propiamente dicho llega al noroeste y al norte de Australia en diciembre, pueden persistir fuertes lluvias durante varios días. Las tormentas eléctricas, las turbonadas violentas y las fuertes precipitaciones generalmente alcanzan su máximo en enero y febrero, cuando la vaguada ecuatorial se establece en el norte del continente.

Sobre Africa, el alisio del sudoeste atraviesa el ecuador y se extiende hacia el interior del continente tanto como el monzón del sudoeste en el verano del hemisferio septentrional. Sobre las costas tropicales del este, los vientos del sudeste o sur en invierno ceden su sitio a los vientos del nordeste en el verano del hemisferio austral. Este efecto está algo influenciado por las variaciones de la presión sobre Asia.

Sobre América del Norte, el régimen del monzón no es tan completo como en Asia. Sin embargo, hay un marcado cambio en los vientos dominantes, particularmente al norte del Golfo de México.

19.7 El tiempo en las regiones tropicales

En las regiones tropicales, la variación de temperatura entre el invierno y el verano es menor que en las regiones templadas. Esto proviene principalmente de que el Sol no se aleja mucho del cénit al mediodía.

Consultando un mapamundi también se puede comprobar que los océanos ocupan la mayor parte de las regiones tropicales. Las variaciones de temperatura de los océanos son muy pequeñas, menores que 3°C en casi todas las regiones tropicales. Incluso, sobre los continentes, la amplitud de la variación de la temperatura promedio mensual es menor que 10°C. A título de comparación, esta amplitud es igual o incluso mayor que 15°C en las regiones situadas fuera de los trópicos.

Los diagramas del párrafo 8.6 del Volumen I "Ciencias de la Tierra" muestran que, en casi todos los lugares situados en las regiones tropicales, el Sol pasa por el cénit dos veces al año. Esto hace que a menudo existan dos períodos con temperatura mayor que el promedio. Sin embargo, algunas veces las nubes y las precipitaciones reducen la temperatura durante ciertos períodos pròduciendo el mismo efecto.

En general, en las regiones situadas entre los dos cinturones de altas presiones subtropicales, los gradientes térmicos horizontales son muy débiles. De donde resulta la imposibilidad de detectar frentes bien definidos como los que se observan en las latitudes medias. Los frentes que penetran en el borde de las regiones tropicales, y que vienen de latitudes más altas, se disipan rápidamente debido a la disminución del contraste de temperatura entre las masas de aire.

La cantidad de precipitación en cada estación depende a la vez de fenómenos a escala sinóptica y a mesoescala. En la escala sinóptica, las depresiones y las vaguadas ejercen una influencia marcada sobre las lluvias. Sin embargo, una gran parte de las precipitaciones se produce en forma de chubascos y las tormentas eléctricas que provienen de efectos locales, tales como la orografía y el calentamiento de la superficie.

19.8 Zonas de convergencia

Aunque los frentes activos se manifiestan rara vez en los trópicos, debido a los débiles gradientes térmicos horizontales, se observa frecuentemente la formación de nubes y de precipitaciones sobre grandes regiones. La convergencia a bajo nivel en las depresiones o a lo largo de los ejes de vaguada, provoca movimientos ascendentes que van acompañados de formación de nubes y precipitaciones. Este efecto es más acentuado si se produce divergencia en la alta troposfera.

También puede producirse convergencia cuando se acercan dos flujos de aire que vienen de direcciones diferentes. Si el aire tropical húmedo se ve forzado a elevarse pueden formarse, en la proximidad de la zona de convergencia, líneas organizadas de Cumulus o de Cumulonimbus y bandas de Cirrostratus.

19.9 El tiempo en la vaguada ecuatorial

La vaguada ecuatorial se llama también zona de calmas ecuatoriales. Aunque sea en general una región de vientos débiles y de dirección variable, pueden formarse tormentas eléctricas locales debidas al calentamiento de la superficie subyacente y a la orografía. Además, pueden producirse turbonadas locales acompañadas de chubascos.

Las zonas de convergencia en la región de la vaguada ecuatorial pueden provocar la formación de nubes y de precipitaciones de gran extensión. Las cimas de los Cumulus y de los Cumulonimbus se despliegan a niveles muy altos, formando capas de Altostratus y de Cirrostratus. Mientras se desarrollan tormentas eléctricas en las celdas convectivas puede caer lluvia de los Altostratus sobre una gran superficie. El ancho de la banda de mal tiempo varía en función de la escala de convergencia.

19.10 Zona intertropical de convergencia

La convergencia se produce en gran escala cuando los alisios de los dos hemisferios concurren en una estrecha zona. Es la zona intertropical de convergencia. En general, los alisios de los dos hemisferios están separados por una zona ancha de calmas ecuatoriales, pero en ciertas regiones los alisios del nordeste y del sudeste circulan próximos unos a otros.

La zona intertropical de convergencia se caracteriza por un tiempo muy malo que se manifiesta en una gran superficie. El desarrollo vertical de las nubes se extiende a todo el espesor de la troposfera hasta la tropopausa de las regiones tropicales a altitudes de 17 Km o más. La base de las nubes puede descender a algunos cientos de metros, e incluso bajar algunas veces casi hasta la superficie. En general, se producen fuertes lluvias, frecuentes tormentas eléctricas y turbonadas violentas.

19.11 Variación diurna y efectos locales

Los efectos de la variación diurna y los efectos locales son muy importantes en los trópicos. A menudo, ejercen una influencia más grande que las pertubaciones a escala sinóptica. La variación diurna de la temperatura, del viento y de la lluvia se acentúa por los efectos orográficos.

La variación diurna de la temperatura depende mucho de la dirección de los vientos dominantes. Cuando existen vientos que soplan regularmente del mar hacia la costa, la variación diurna de la temperatura es pequeña. Por el contrario, el clima puede tener un carácter más o menos continental cuando los vientos dominantes soplan hacia el mar. La amplitud de la variación diurna puede ser entonces relativamente grande.

La brisa de mar tiene importantes efectos sobre la temperatura y sobre el tiempo en muchos lugares de las regiones tropicales. También puede reforzar los vientos dominantes cuando vienen del mar. Si las costas son accidentadas, la brisa de mar puede combinarse con el efecto anabático estudiado en el párrafo 14.4.

En las regiones donde el aire es húmedo e inestable, la brisa de mar puede favorecer los movimientos verticales, provocando chubascos o tormentas eléctricas por la tarde. De la misma manera, la brisa de tierra puede producir tormentas eléctricas en el mar al amanecer.

19.12 Perturbaciones tropicales

Los mapas cotidianos de líneas de corriente muestran numerosos fenómenos que no aparecen en los mapas de promedio mensuales o anuales. Esto resulta de cierta uniformidad que se produce cuando se utilizan los promedios.

Las configuraciones que aparecen en los mapas sinópticos diarios incluyen diversos tipos de torbellinos, ondulaciones y zonas de convergencia. Estas últimas pueden estar asociadas a la convergencia y a la divergencia. El ascenso y descenso del aire tienen consecuencias sobre el tiempo a escala sinóptica. Los efectos locales pueden también modificar el tiempo a escala más pequeña.

El término perturbación tropical se emplea para designar cualquier elemento de flujo que perturba las corrientes tropicales normales. En ausencia

de perturbaciones tropicales, el flujo vendría casi representado por las líneas de corriente más o menos alisadas, casi rectilíneas.

Las perturbaciones tropicales más activas son los violentos ciclones tropicales que se forman sobre los océanos cálidos de las regiones tropicales y que se describen en el párrafo siguiente.

19.13 Ciclones tropicales

En ciertas regiones tropicales se observan circulaciones ciclónicas violentas que producen vientos que sobrepasan en fuerza a todos los que pueden provocar las otras perturbaciones a escala sinóptica.

Según la localidad en que se originan, estas perturbaciones ciclónicas tienen nombres diferentes tales como huracanes, tifones o sencillamente ciclones tropicales.

Los ciclones tropicales pueden formarse en la mayoría de los océanos a latitudes intertropicales, generalmente a más de 5° del ecuador. Alcanzan su máxima intensidad cuando se desplazan sobre las aguas cálidas tropicales. Tan pronto como entran en los continentes empiezan a debilitarse, no sin haber causado antes enormes daños.

Un ciclón tropical aparece primeramente en los mapas a nivel del mar como una débil perturbación tropical. Cuando se establece una circulación ciclónica clara y el viento ha aumentado, pero sin llegar todavía al viento fuerte (17 ms^{-1} ó 34 nudos), se le llama depresión tropical.

Cuando la fuerza del viento alcanza la de viento fuerte o más, la perturbación se clasifica como ciclón tropical. Sin embargo, en ciertos países se distingue entre una tempestad tropical (34 a 63 nudos) y un huracán que es un ciclón tropical violento con vientos aún más fuertes.

La presión al nivel del mar en un ciclón tropical es frecuentemente del orden de 960 hPa, pero es también posible encontrarla más baja. A menudo, la profundidad es igual o mayor que la de un profundo ciclón extratropical; pero, mientras que en este último caso el diámetro puede alcanzar hasta 3.000 Km, el de un ciclón tropical es a veces cuatro veces más pequeño, y otras menor que 100 km.

Pueden producirse gradientes de presión horizontales extremadamente grandes y el viento en superficie alcanzar la fuerza de huracán. Generalmente acompañan al ciclón lluvias torrenciales, gran cantidad de tormentas eléctricas y formación de nubes sobre una gran extensión.

El típico ciclón tropical tiene una zona más o menos circular de vientos que alcanzan la fuerza de huracán (es decir, que pasan de 32 ms^{-1} ó 63 nudos), pudiendo tener cerca de 80 km de radio. Fuera de esta zona, la intensidad del viento disminuye rápidamente. A 150 ó 200 km del centro, la intensidad del viento puede ser menor que 15 ó 20 ms^{-1} (30 ó 40 nudos).

El mínimo de presión se sitúa en el centro, que se conoce con el nombre de ojo del ciclón. Esta región, que algunas veces no tiene más que algunos kilómetros de diámtro, se caracteriza por vientos débiles, ausencia de lluvia y a menudo muy poca nubosidad. Se distingue perfectamente de la zona que le rodea de vientos fuertes, lluvias y abundante nubosidad.

El ojo del ciclón está rodeado de una espectacular muralla de nubes que se elevan casi verticalmente hasta altitudes de 10 o más kilómetros y que señala el comienzo de la zona anular de vientos violentos, que algunas veces sobrepasan 300 kmh^{-1}, y constituye el límite de la zona de Cumulonimbus, que se manifiestan por tormentas eléctricas y lluvias torrenciales. Estos vientos y lluvias que le están asociados tienen su máxima intensidad en los cuadrantes delanteros del ciclón cuando éste se desplaza.

Las nubes y las zonas de lluvia forman espirales que se arrollan alrededor del muro de nubes. A menudo, se puede detectar las zonas de lluvia sobre la pantalla del radar donde forman bandas de lluvia en espiral.

Los ciclones tropicales pueden desplazarse en cualquier dirección. Sin embargo, generalmente, lo hacen hacia el Oeste y un poco en la dirección del polo, después de que se forman.

Los vientos fuertes de los ciclones tropicales generan grandes olas que se alejan en todas las direcciones a una velocidad promedio de más de 1.500 km por día. Esta velocidad es varias veces mayor que la del desplazamiento del ciclón. La llegada de un fuerte mar de fondo puede indicar la proximidad de un ciclón tropical, al mismo tiempo que la dirección de donde viene puede dar indicaciones sobre la posición de su centro.

El ciclón tropical toma su energía del calor almacenado en las aguas tropicales y del calor latente liberado por la condensación del vapor de agua de la atmósfera tropical húmeda. Esto representa uno de los procesos físicos en los cuales cantidades considerables de energía solar son transformadas en energía cinética.

Los fenómemos meteorológicos que se manifiestan en las regiones tropicales están directa e indirectamente relacionados con los acontecimientos que se producen en la atmósfera, fuera de los trópicos. En el próximo capítulo se estudiará la atmósfera a escala global.

CUESTIONARIO

1. ¿Qué ventajas tiene incluir toda la región comprendida entre los cinturones de altas presiones subtropicales en el estudio de la Meteorología Tropical?

2. Redáctese un breve estudio sobre los alisios.

3. Redáctense breves notas sobre:

   a) el ecuador meteorológico;

   b) la zona de convergencia;

   c) el tiempo en la vaguada ecuatorial.

4. Explíquese como se forman los monzones. Descríbanse los cambios estacionales del tiempo que se producen en regiones sometidas a los monzones.

5. Descríbanse brevemente las características más importantes de las variaciones de temperatura y de precipitación en los trópicos.

6. Explíquense las expresiones siguientes:

a) la zona intertropical de convergencia;
b) la perturbación tropical.

7. Descríbanse los efectos de la variación diurna y los efectos locales que se manifiestan en las regiones tropicales.

8. Redáctese un estudio sobre los ciclones tropicales, en particular sobre los puntos siguientes:

a) nombres que se les dan;

b) región de formación;

c) mínimo de presión al nivel del mar;

d) intensidades del viento;

e) características del tiempo;

f) ojo del ciclón;

g) bandas de lluvia en espiral;

h) olas oceánicas generadas por el ciclón.

CAPITULO XX

LA CIRCULACION GENERAL

En los capítulos anteriores se ha tratado más particularmente del estado de la atmósfera de una zona limitada en un momento dado. Sin embargo, es necesario considerar también la atmósfera en su conjunto y su evolución durante un período bastante largo para comprender los diversos acontecimientos que en ella se producen. Este conocimiento es esencial si se quiere pronosticar el estado futuro de la atmósfera.

Uno de los métodos que se pueden utilizar para estudiar la atmósfera en su conjunto consiste en determinar su movimiento promedio durante un período de días. Este movimiento promedio se llama circulación general de la atmósfera.

Trabajando con promedios respecto al tiempo, necesariamente se hará desaparecer o suavizar una buena parte de las configuraciones de circulación que se presentan en los mapas sinópticos diarios. Sin embargo, se consigue un punto de partida interesante para el estudio de las situaciones sinópticas permanentes o semipermanentes que rigen el tiempo atmosférico en las diversas partes del mundo.

En el párrafo 9.5 de "Ciencias de la Tierra" se ha descrito brevemente cierto número de elementos de la circulación general. En este capítulo se estudiarán otros aspectos de esta circulación.

20.1 El movimiento promedio en la troposfera y en la baja estratosfera

Los mapas de presión promedio al nivel del mar en enero y julio muestran la existencia de un cinturón de bajas presiones hacia los 60° de latitud y otro cinturón de altas presiones situado a, aproximadamente, 30° de latitud. Estas configuraciones existen en los dos hemisferios y se les conoce, respectivamente, por las expresiones zona de bajas presiones subpolares y zona de altas presiones subtropicales.

En el capítulo anterior se ha visto también que existe en la proximidad del ecuador la vaguada ecuatorial.

La Figura 20.1 representa un esquema simplificado de la distribución de la presión promedio, válido únicamente si se supone que la superficie terrestre es uniforme, ya que no presenta las deformaciones correspondientes a la desigual distribución de los océanos y de los continentes. Asimismo, en este esquema se indica la dirección del viento en superficie que correspondería a esa situación ideal.

Un estudio más profundo de la zona de bajas presiones subpolares muestra que contiene un cierto número de celdas y que estos centros de baja presión se sitúan en verano algo más cerca de los polos que en invierno en cada hemisferio.

Del mismo modo, la zona de altas presiones subtropicales en cada hemisferio contiene un cierto número de celdas de altas presiones, algunos de los cuales ocupan frecuentemente posiciones privilegiadas. Son los anticiclones semipermanentes que también se desplazan hacia los polos cuando, en verano, el Sol está sobre el hemisferio considerado.

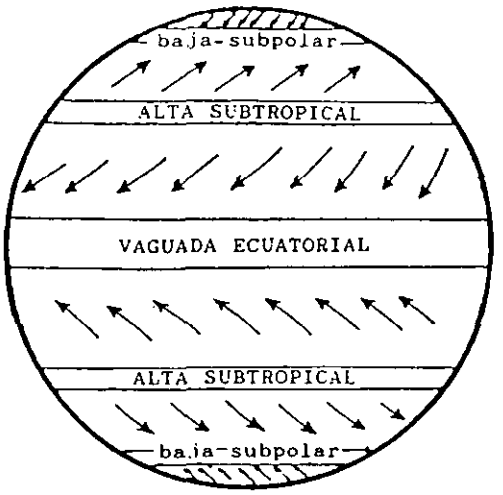


Figura 20.1
Circulación al nivel del mar, suponiendo la superficie de la Tierra uniforme

Los mapas de presión constante de 700 hPa representan la configuración sinóptica a una altitud aproximada de 3 km. Los mapas promedio de 700 hPa de enero y julio muestran que la estructura visible en los mapas al nivel del mar ha desaparecido a esta altitud. El mapa presenta más bien una depresión central en la proximidad del polo, mientras que las zonas de nivel más alto están desplazadas hacia el ecuador con respecto a los anticiclones subtropicales del mapa al nivel del mar. La Figura 20.2 representa un mapa de 700 hPa típico para un hemisferio, visto desde encima del polo.

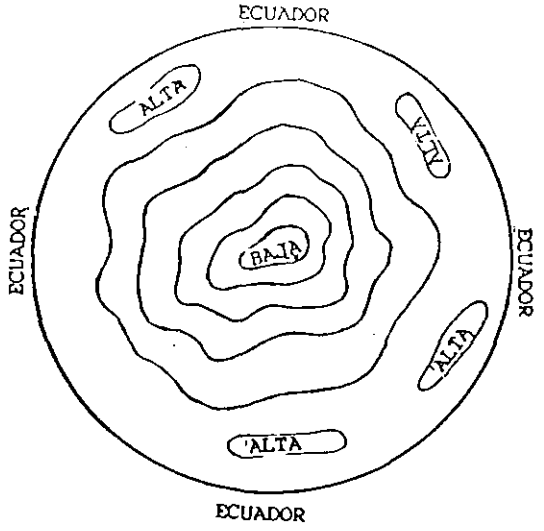


Figura 20.2
Mapa de la superficie isobárica de 700 hPa en un hemisferio

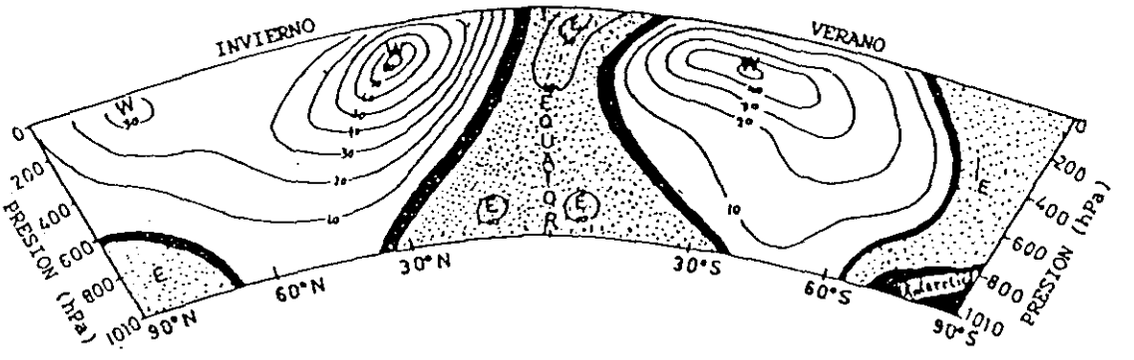
Cuando el viento sopla a lo largo de los paralelos, el movimiento es un flujo zonal. En realidad, el viento varía de un punto a otro pero es posible calcular la componente zonal promedio del este o del oeste del viento en un paralelo cualquiera. Es lo que se llama viento zonal promedio.

También es posible calcular el viento zonal promedio a varios niveles en la troposfera y la baja estratosfera. La Figura 20.3 es una sección en la que se ha representado el perfil del viento zonal promedio.

El centro de la zona de bajas presiones subpolares está situado próximo a los 60° de latitud en superficie. Su posición en altura se desplaza rápidamente hacia el polo en el límite entre los vientos del oeste y los circumpolares del este.

El eje vertical de las altas presiones subtropicales está inclinado hacia el ecuador, partiendo de la superficie, aproximadamente en los 30° de latitud. Este eje forma el límite entre los vientos del oeste y los vientos del este tropicales que, en las capas bajas, son el componente promedio zonal de los alisios.

Figura 20.3
Viento zonal promedio (en nudos)



20.2 Corrientes en chorro

La Figura 20.3 muestra, asimismo, que los vientos del oeste ocupan en la alta troposfera un área de mayor extensión comparada con la del nivel del mar. La componente oeste del viento también aumenta en intensidad hasta, aproximadamente, 200 hPa (unos 12 km) y luego, por encima, disminuye. La intensidad máxima del viento durante el invierno en el corte vertical es casi doble de la del verano.

La distribución vertical de la intensidad del viento presenta una corriente en chorro, es decir una fuerte corriente de aire que circula en un "tubo" relativamente estrecho.

La Organización Meteorológica Mundial ha dado la siguiente definición de corriente en chorro:

> "La corriente en chorro es una corriente estrecha de viento fuerte, cuyo eje es casi horizontal situado en la alta troposfera o en la estratosfera, caracterizada por un fuerte cizallamiento horizontal y vertical y que puede presentar uno o varios máximos de intensidad. La intensidad del viento debe ser superior a 60 nudos".

La corriente en chorro que figura en el perfil del viento zonal promedio es debida a la combinación de dos corrienes que se pueden observar en los mapas diarios. Una de ellas es la corriente en chorro subtropical que está situada cerca de los 200 hPa en la proximidad de las altas presiones subtropicales a 30° de latitud, aproximadamente.

La otra corriente en chorro perceptible en los mapas diarios es la corriente en chorro del frente polar que se sitúa inmediatamente debajo de la tropopausa, casi exactamente por encima de la posición del frente polar a 500 hPa.

Su posición en latitud es muy variable debido a que sigue los desplazamientos del frente polar hacia los polos o hacia el ecuador. En ciertas partes se confunde periódicamente con la corriente en chorro subtropical cuya posición es más constante. También se confunde con esta corriente en chorro en los perfiles de viento zonal promedio tal como se indica en la Figura 20.3.

20.3 Modelos de la circulación general

Para estudiar la circulación general es ventajoso referirse a un esquema que representa sus características principales. Es lo que se llama un modelo de la circulación general.

El primer modelo de la circulación general fue propuesto por Hadley en 1735. Comprendía, para cada hemisferio, una sola celda de circulación análoga a la que se ha representado en la Figura 20.4. Numerosas objeciones de orden científico se oponen a este tipo de circulación que, además, no está de acuerdo con los datos de observación actualmente disponibles.

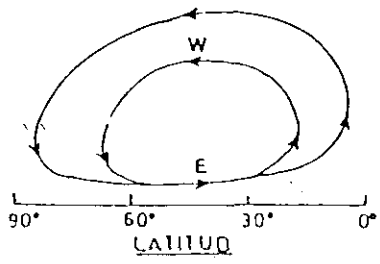


Figura 20.4
Corte meridional que representa la circulación general de Hadley

En 1928, un modelo de circulación que consta de tres celdas fue propuesto por el meteorólogo sueco T. Bergeron. Este modelo fue modificado por C.G. Rossby en 1947 y está representado en la Figura 20.5.

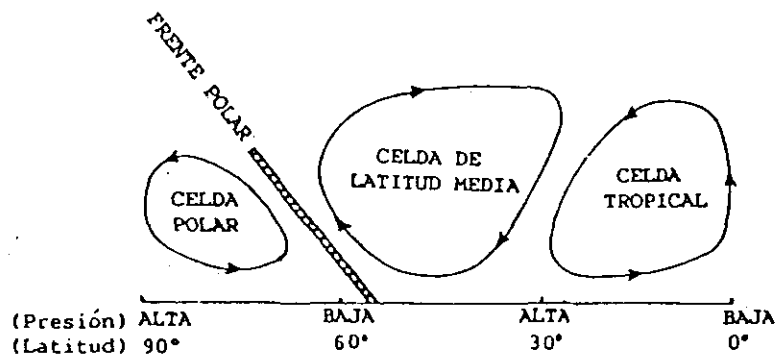


Figura 20.5
Modelo de circulación meridiona que incluye tres celdas

La ventaja de este modelo es que tiene en cuenta la existencia de una zona de subsidencia y de calmas encima de la posición promedio del cinturón de las altas presiones subtropicales. Explica igualmente los movimientos ascendentes y el tiempo nuboso y lluvioso alrededor de la posición promedio de las bajas presiones subpolares y la vaguada ecuatorial.

Durante los dos últimos decenios se han obtenido suficientes datos del aire superior que han hecho necesario revisar el modelo de circulación de tres celdas. Por ejemplo, en 1952, E. Palmén sugirió que los mapas de

circulación promedio tendían a ocultar algunas de las características más importantes de la circulación general.

La Figura 20.6 representa la circulación general meridional revisada de acuerdo con las sugerencias de Palmén. Las corrientes en chorro del frente polar y subtropicales están en ella representadas por una cruz dentro de un círculo.

Las tres celdas de la Figura 20.6 comprenden:

a) una celda tropical análoga a la de la Figura 20.5;

b) una celda extratropical o celda del frente polar;

c) las regiones situadas del lado polar de las bajas presiones subpolares.

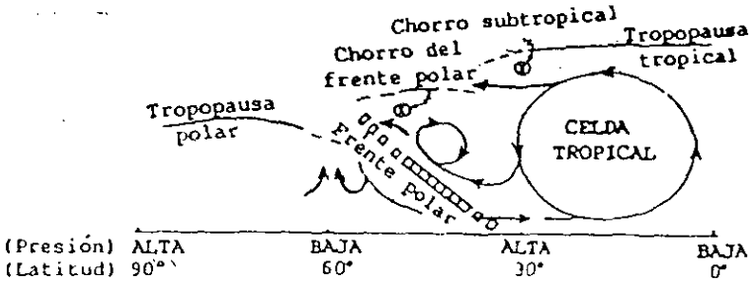


Figura 20.6
La circulación meridional de invierno según Palmén

La celda tropical está de acuerdo con la descripción de la circulación dada en el Capítulo XIX.

La celda extratropical es más compleja que la celda tropical, en particular debido a las complicaciones que introduce la naturaleza migratoria del frente polar. Además, la circulación promedio en esta celda es mucho más débil que en la celda tropical.

Las partes del frente polar representadas con trazos corresponden a alturas cuyos contrastes frontales están a menudo atenuados. Esto es debido, en parte, a las corrientes meridionales de ruptura del frente polar que penetran hacia el Norte o al Sur al atravesar las latitudes medias en estos niveles.

En particular, una mezcla de aire polar se produce en las porciones más bajas del frente polar, sobre todo cuando éste penetra en las regiones subtropicales. Este proceso provoca la disolución de los frentes polares cuando llegan a estas regiones.

En la región comprendida entre las tropopausas tropicales y polares se observará que puede irrumpir una tercera corriente que arrastra aire troposférico en la baja estratosfera.

La circulación meridional del lado polar a una latitud de 60° es aún mal conocida. De la observación parece deducirse que la circulación meridional sea allí más débil que a latitudes medias y bajas. Sin embargo, se puede esperar que se produzcan movimientos ascendentes en la proximidad de las bajas presiones subpolares en relación con la convergencia de las capas bajas alrededor de los 60° de latitud.

Experimentalmente se ha tratado de imitar la circulación general con la ayuda de recipientes planos circulares que contienen una capa delgada de agua y se calientan por su periferia y enfrían por el centro. La circulación del agua se observa con la ayuda de colorantes, una vez puestos en rotación. La circulación se organiza de varias maneras en función de la velocidad de rotación y presenta, a veces, aspectos que se parecen a la circulación de la atmósfera.

Más recientemente, la utilización de calculadoras electrónicas ha permitido realizar el considerable volumen de cálculos necesarios para determinar el estado futuro de la atmósfera partiendo de condiciones iniciales conocidas. Sin embargo, es necesario hacer hipótesis simplificadas sobre los procesos que se producen en la atmósfera. Se han obtenido resultados bastante satisfactorios y se espera conseguir en el futuro una imagen mucho más detallada de la circulación atmosférica.

El éxito de estas tentativas dependerá, en gran parte, de la posibilidad de disponer de observaciones correctas suministradas por los observadores meteorologistas y con estaciones automáticas instaladas por muchos países. La Organización Meteorológica Mundial se ocupa activamente de obtener este resultado a través de la Vigilancia Meteorológica Mundial.

CUESTIONARIO

1. ¿Cuál es el significado de las expresiones siguientes?:

   a) circulación general de la atmósfera;

   b) bajas subpolares;

   c) altas presiones subtropicales;

   d) viento promedio zonal;

   e) anticiclones semipermanentes.

2. Redáctese un texto breve sobre las corrientes en chorro.

3. Dibújese un esquema de la circulación meridional de invierno según Palmén.