

**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.  
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**CURSOS ABIERTOS  
METEOROLOGIA Y FENOMENOS METEOROLOGICOS**

**( Del 26 de febrero al 8 de marzo de 96  
Cuernavaca, Morelos ).**

**T E M A : METEOROLOGIA Y FENOMENOS METEOROLOGICOS**

**C O O R D I N A D O R :**

**MET. ING. ROBERTO HERRERA JUAREZ**



**INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGÍA DEL AGUA**

---

**METEOROLOGÍA Y FENÓMENOS METEOROLÓGICOS**

**Febrero 1996**

# METEOROLOGÍA Y FENÓMENOS METEOROLÓGICOS

**Duración:** 80 horas

**Coordinador:** Met. Ing. Roberto Herrera Juárez

**Instructores:** Met. Ing. Roberto Herrera Juárez  
Met. Ing. Javier Lambarri Beléndez  
M.C. Ramón López Hernández

**Dirigido a:**

Personal técnico y profesional que se desempeñe como meteorólogos observadores, auxiliares de meteorólogo previsor, jefes de observatorio meteorológico, encargados de unidades de hidrometría, encargados de bancos estatales nacionales de información meteorológica, y para encargados de oficinas públicas y privadas de emergencias hidrometeorológicas, que desarrollan actividades afines con la meteorología.

**Objetivo general del curso:**

Proveer a los participantes de los conocimientos teóricos y prácticos, para explicar los fenómenos meteorológicos y comprender su evolución y extinción, así como mejorar las predicciones futuras del estado de la atmósfera.

**Enfoque:**

Estos apuntes están orientados a la comprensión amplia de la meteorología y los fenómenos meteorológicos, así como la formación de recursos humanos calificados cuyas actividades sean afines con la meteorología.

# ÍNDICE

	Núm. Página
<b>CAPÍTULO I</b>	
<b>LA ATMÓSFERA</b>	1
1.1 Composición de la atmósfera	2
1.2 Ozono	3
1.3 Vapor de agua	6
1.4 Anhídrido Carbónico	6
1.5 Kriptón, xenón, neón y helio	7
1.6 Capas de la atmósfera	7
1.7 Troposfera	9
1.8 Estratosfera	10
1.9 Mesosfera	10
1.10 Termosfera	11
1.11 Exosfera	12
1.12 ozonosfera	12
1.13 Ionosfera	12
1.14 Homosfera	13
1.15 Gas interplanetario	13
<b>CAPÍTULO II</b>	
<b>INTERCAMBIOS TÉRMICOS EN LA ATMÓSFERA</b>	15
2.1 Radiación solar	15
2.2 Radiación terrestre	21
2.3 Procesos de intercambio de calor	22
2.4 Balance Energético de la atmósfera	25
2.5 Efecto de la radiación en la superficie de la Tierra	26
2.6 Diferencias de temperatura entre los continentes y los mares	27

**CAPÍTULO III**

<b>TEMPERATURA DEL AIRE</b>	<b>29</b>
3.1 Calor y temperatura	29
3.2 Medida de la temperatura	30
3.3 Escalas de temperatura	32
3.4 Conversión de la temperatura de una escala a otra	34
3.5 Principales termómetros	35
3.6 Medida de la temperatura del aire	40
3.7 Temperatura del aire en superficie	40
3.8 Exposición de los termómetros	41
3.9 Variación diurna de la temperatura del aire en superficie	41
3.10 Variación de la temperatura con la altitud	43
3.11 Inversión de temperatura	44

**CAPÍTULO IV**

<b>PRESIÓN ATMOSFÉRICA</b>	<b>47</b>
4.1 Naturaleza de la presión atmosférica	47
4.2 Barómetro de mercurio	49
4.3 Reducción de las lecturas del barómetro a las condiciones normales	52
4.4 Barómetros aneroides	54
4.5 Unidades de presión atmosférica	56
4.6 Variación diaria de la presión atmosférica	58
4.7 Amplitud barométrica	59
4.8 Gradiente de presión	60
4.9 Variación de la presión con la altitud	61
4.10 Reducción de la presión a los niveles normales	64
4.11 Altimetría	65
4.12 Atmósfera Tipo de la OACI	67
4.13 Superficies isobáricas	69
4.14 Isobaras	69
4.15 Isalobaras	70
4.16 Sistemas isobáricos principales	70
4.17 Formas isobáricas secundarias	74
4.7 Distribución de la presión atmosférica en superficie	78

**CAPÍTULO V**

<b>AIRE HÚMEDO</b>	<b>81</b>
5.1 Humedad del aire	81
5.2 Cambios de estado del agua	82
5.3 Ciclo de la humedad del aire	84
5.4 Variaciones del contenido de vapor de agua en la atmósfera	86
5.5 Proceso isobárico	87
5.6 Proceso adiabático	87
5.7 Proceso de solidificación	87
5.8 Procesos de Condensación sólida	88
5.9 Calor latente	89
5.10 Indicadores de humedad en el aire	90
5.11 Métodos para medir la humedad del aire	92
5.12 Tablas psicrométricas	96
5.13 Densidad del aire húmedo	96

**CAPÍTULO VI**

<b>VIENTO</b>	<b>98</b>
6.1 Medida del viento	99
6.2 Variaciones del viento	105
6.3 Procesos de formación del viento	107
6.4 Ley de Buys-Ballot	119
6.5 Convergencia y divergencia horizontal	119
6.6 Advección del aire	121
6.7 Clasificación del viento	122
6.8 Circulación general	132

**CAPÍTULO VII**

<b>NUBES</b>	<b>147</b>
7.1 Las nubes	148
7.2 Causas de la formación de nubes	148
7.3 Clasificación de las nubes de acuerdo a los procesos de enfriamiento	148

7.4	Nubes de advección	152
7.5	Nubes orográficas	153
7.6	Nubes frontales	156
7.7	Disipación de nubes	157
7.8	Denominación de las nubes	158
7.9	Características generales de las nubes	158
7.10	Clasificación de las nubes	159
7.11	Altura, altitud, y dimensión vertical	162
7.12	Pisos	163
7.13	Clasificación de las nubes	164
7.14	Identificación de las nubes	173
7.15	Medida de la nubosidad	173
7.16	Símbolos de las nubes	179

## CAPÍTULO VIII

<b>METEOROS</b>		<b>184</b>
8.1	Los meteoros	184
8.2	Meteoros	185
8.3	Hidrometeoros	186
8.4	Descripción de los hidrometeoros	187
8.5	Litometeoros	195
8.6	Fotometeoros	196
8.7	Electrometeoros	199
8.8	Relación entre las precipitaciones y los géneros de nubes	200
8.9	Velocidad de caída de las gotas de agua	200

## CAPÍTULO IX

<b>ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMÓSFERA</b>		<b>203</b>
9.1	Procesos adiabáticos en la atmósfera	204
9.2	Gradiente vertical de temperatura	205
9.3	Estabilidad	205
9.4	Método de la partícula	206
9.5	Movimientos verticales del aire no saturado	208
9.6	Movimiento vertical del aire nuboso	211

9.7	Electrometeoros	212
9.8	Resumen	212
9.9	Nivel de condensación de la partícula	214
9.10	Turbulencia atmosférica	214
9.11	Inversiones de temperatura	216
9.12	Inversión por radiación	217
9.13	Inversión por turbulencia	218
9.14	Inversión por subsidencia	219
9.15	Inversiones frontales	221
9.16	Efectos de las inversiones	222
9.17	Gradientes superadiabáticos	222
9.18	Nivel de condensación de la capa convectiva	223
9.19	Diagrama T log P	224

## CAPÍTULO X

### VISIBILIDAD 251

10.1	Visibilidad meteorológica	251
10.2	Visibilidad diurna	252
10.3	Visibilidad nocturna	252
10.4	Instrumentos de medida de la visibilidad	253
10.5	Factores que influyen en la visibilidad	253
10.6	Efectos de las precipitaciones	254
10.7	Niebla y neblina	254
10.8	Rociones	256
10.9	Partículas de aceite	257
10.10	Reducción de la visibilidad por los humos	257
10.11	Reducción de la visibilidad por polvo o arena	258
10.12	Efectos de partículas salinas	259

## CAPÍTULO XI

### MASAS DE AIRE Y FRENTE 261

11.1	Masa de aire	261
11.2	Regiones generadoras de masas de aire	262
11.3	Clasificación de las masas de aire	262

11.4	Simbología de las masas de aire	264
11.5	Evolución de las masas de aire	265
11.6	Generalidades sobre los frentes	266
11.7	Clasificación de los frentes	266
11.8	Fenómenos asociados con los modelos teóricos de frentes	268
11.9	Modelo teórico del frente caliente	268
11.10	Modelo teórico del frente frío	269
11.11	Ciclones extratropicales y perturbaciones del frente polar	270
11.12	Perturbaciones	271
11.13	Fenómenos asociados a las perturbaciones	272
11.14	Frentes ocluidos	273
11.15	Fenómenos asociados con los frentes ocluidos	274
11.16	Fases del tiempo meteorológico al paso de frentes fríos y calientes	275
11.17	Desplazamiento de los ciclones extratropicales	275

## **CAPÍTULO XII**

### **FENÓMENOS LOCALES VIOLENTOS** 281

11.1	Escala meteorológica	281
11.2	Tormentas	282
11.3	Formación y evolución de las células tormentosas	283
11.4	Tipos de tormentas	287
11.5	Detección de tormentas	287
11.6	Tornados	288
11.7	Trombas	289

## **CAPÍTULO XIII**

### **METEOROLOGÍA TROPICAL** 291

13.1	Zona de convergencia intertropical	291
13.2	Ondas del este	293
13.3	Ciclones tropicales	307
13.4	Simbología de los sistemas tropicales	315
13.5	Escala de huracanes de Saffir-Simpson	317
13.6	Condiciones favorables para la formación de ciclones tropicales	318

**CAPÍTULO XIV**

<b>ANÁLISIS SINÓPTICO</b>	<b>320</b>
14.1 Mapas sinópticos	321
14.2 Mapas sinópticos al nivel del mar	321
14.3 Configuraciones isobáricas al nivel del mar	322
14.4 Anticiclones y dorsales	322
14.5 Depresiones y vaguadas	323
14.6 Configuraciones isobáricas	325
14.7 Sistemas frontológicos en el mapa al nivel del mar	327
14.8 Mapas de presión constante	330
14.9 Análisis de las líneas de corriente	331
14.10 Configuraciones de las líneas de corriente	332
14.11 Análisis de la velocidad del viento	333
14.12 Relaciones entre configuraciones sinópticas y características del tiempo	334
14.13 Circulación del aire en la proximidad de la superficie	334
14.14 Anticiclones	335
14.15 Dorsales	335
14.16 Depresiones	336
14.17 Vaguadas	337
14.6 Collados	337
14.7 Tiempo ligado a los flujos de aire frío o cálido	337
14.8 Configuraciones de líneas de corriente y de isotacas	337

# CAPÍTULO I

## LA ATMÓSFERA

### OBJETIVO

El estudiante identificará los gases que constituyen la atmósfera y las características de éstos; dividirá a la atmósfera en capas de acuerdo a los criterios más usados y explicará los rasgos más importantes de cada una; conocerá la distribución de la temperatura con respecto a la altitud, así como los procesos de producción del ozono y la ionización.

### INTRODUCCIÓN

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve la Tierra. También se puede considerar como un gran océano de aire incoloro que cubre totalmente este planeta, y que está constituida por una mezcla de diferentes gases, denominada aire; esta mezcla es atraída hacia la Tierra por la fuerza de gravedad, y que aunque es extremadamente ligera, tiene peso.

De manera convencional, se establece el límite superior de la atmósfera a 1000 kilómetros de altura sobre el nivel medio del mar. La mayoría de los científicos prefieren considerar que el aire atmosférico llega hasta el sitio en que se confunde 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 errores, ya que en el límite convencional de 1000 km, la atmósfera está muy enrarecida y su densidad es menor que la del vacío que puede obtener el hombre. En la parte de la atmósfera que se extiende después de los 30 km de altitud, la masa es del 1% de su masa total.

Entre las propiedades características de la atmósfera, se puede mencionar su gran movilidad y la enorme capacidad que posee para reducir o aumentar su volumen, esta actividad es generada por muy diversas causas; por ejemplo, por la acción exclusiva de la fuerza de gravedad la atmósfera tendería a seguir la rotación de la tierra, pero al estar

expuesta al desigual calentamiento solar y a intercambios y transformaciones de energía dentro de su seno, el movimiento interno de la atmósfera es muy complejo.

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

## 1.1 COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

El aire atmosférico es una mezcla de gases, aunque también se encuentran partículas sólidas (algunas veces muy pequeñas) como polvo, polen, fibras, humo, etc. El agua en la atmósfera no está solamente en estado de vapor, también se encuentra en estado sólido y líquido.

El cuadro 1.1 muestra la composición del aire seco, por unidad de volumen y al nivel del mar. Los datos de este cuadro corresponden al aire seco de un lugar alejado de las ciudades y de los incendios forestales.

**CUADRO 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 la altitud de 80 km. Sin embargo, hay dos excepciones importantes: el ozono ( $O_3$ ) y el valor de agua ( $H_2O$ ). En las capas bajas es variable la proporción de anhídrido carbónico ( $CO_2$ ).

## 1.2 OZONO

El ozono es un gas que constituye un estado molecular especial del oxígeno, siendo su símbolo químico  $O_3$ . El ozono se encuentra en las cercanías de la superficie terrestre en pequeñas cantidades, debido a descargas eléctricas.

Sin embargo, la concentración de ozono varía considerablemente a causa de la circulación general de la atmósfera.

Las moléculas de oxígeno contienen dos átomos de oxígeno, y se representan como  $O_2$ ; mientras que las moléculas de ozono contienen tres átomos de oxígeno  $O_3$ . Esta es una diferencia muy ligera, pero de consecuencias críticas. Mientras que el oxígeno es necesario para la vida, el ozono en la biosfera (parte de la tierra y su atmósfera habitada por seres vivos) es un veneno.

La capa natural de ozono sirve para proteger la vida en la Tierra, y está comprendida entre 12 y 48 km de altitud, registrando su máxima concentración entre 19 y 32 km por encima de la Tierra, en la estratosfera (figura 1).

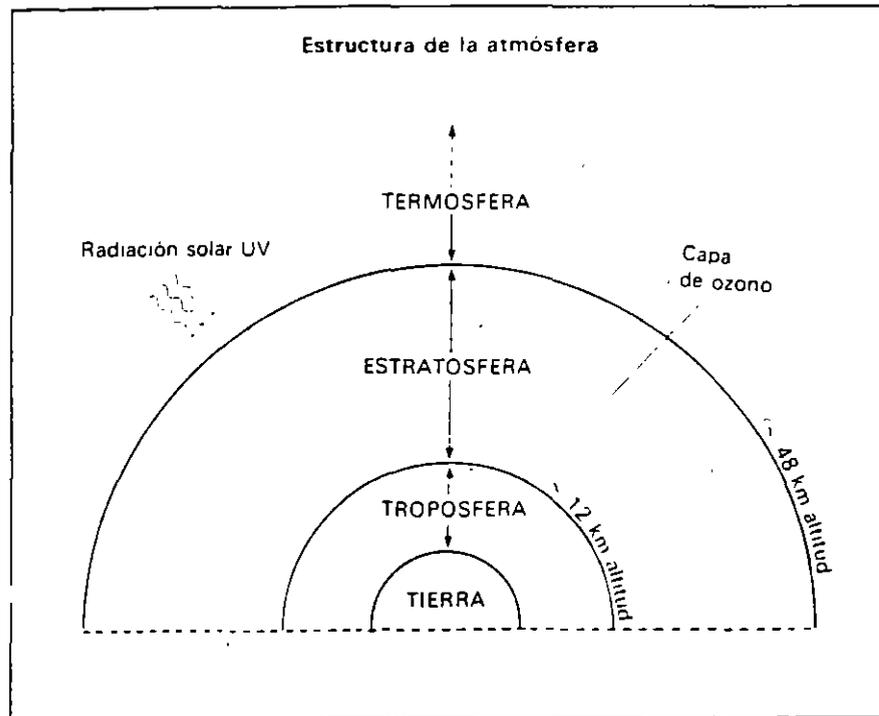


Figura 1 La capa de ozono ( $O_3$ )

El oxígeno se convierte en ozono mediante un proceso de absorción de radiación solar ultravioleta. La longitud de onda de la luz ultravioleta es más corta que la de la luz visible, y se divide en los siguientes grupos:

- Ultravioleta A, comprendida entre 320 y 400 nm (nanómetros, 1 nm = 1 mil millonésima parte del metro,  $10^{-9}$  m.); no se considera peligrosa.
- Ultravioleta B, comprendida entre 280 y 320 nm, son los que se filtran a través de la capa de ozono, produciendo potenciales cánceres de piel y otras enfermedades.
- Ultravioleta C, con longitudes de onda que varían entre 200 y 280 nm; producirían la muerte instantánea si lograran atravesar la capa de ozono.

El ozono es producido por la radiación ultravioleta que amenaza la vida. Cuando una molécula de oxígeno que flota en la estratosfera es bombardeada por rayos ultravioleta, se divide en dos átomos de oxígeno libres, mediante una reacción conocida como fotodisociación. Cada uno de estos átomos puede reaccionar con otra molécula de oxígeno para formar una molécula de ozono, tres átomos de oxígeno ligados (figura 2).

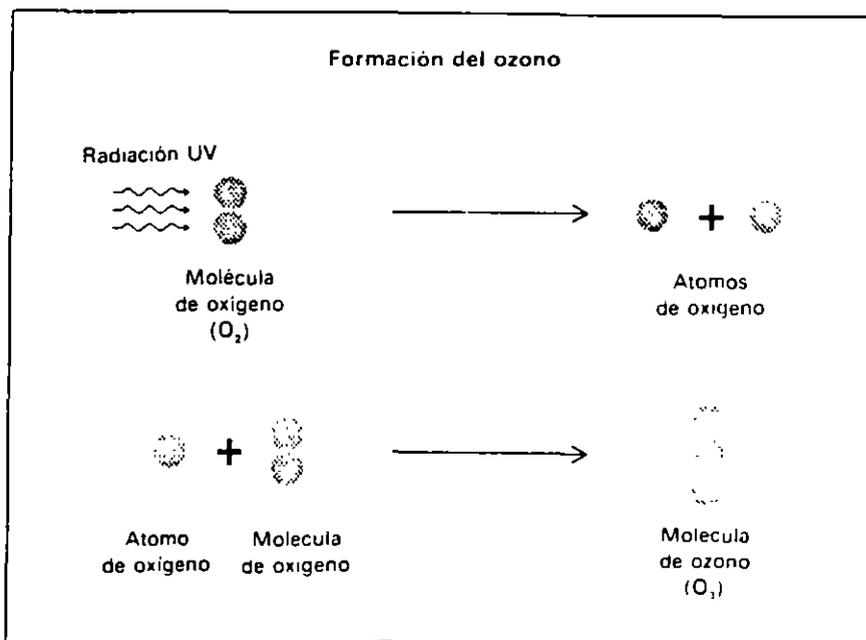


Figura 2 Formación del ozono

La razón por la que se forma el ozono, es porque a determinada altura las moléculas de oxígeno absorben radiación ultravioleta, que se disocian en oxígeno monoatómico y que al reaccionar con otra molécula de oxígeno forman el ozono, mientras que por debajo de esta altitud, penetra muy poca radiación ultravioleta que divida las moléculas de oxígeno.

El ozono existe en concentraciones estables porque al mismo tiempo que las reacciones transforman oxígeno en ozono, otras reacciones transforman el ozono en oxígeno. Las reacciones oxígeno-ozono se producen por la radiación ultravioleta C, que tiene la suficiente energía para separar enlaces fuertes de O<sub>2</sub>. Cuando la luz ultravioleta separa moléculas de ozono o de oxígeno, se libera energía en forma de calor calentando la estratosfera. El problema actual es la tendencia del ozono a reaccionar con otras moléculas transformándose de nuevo en oxígeno.

Antes de que la humanidad comenzara a contaminar la atmósfera, se registraba un ciclo en el cual el oxígeno estaba constantemente transformándose en ozono y el ozono de nuevo en oxígeno. La introducción de muchos catalizadores artificiales ocasionan cambios en las concentraciones de estos dos gases, lo que potencialmente podría significar una alteración drástica de la atmósfera. La aparición de refrigerantes, materializó otros usos de los Clorofluorocarbonos (CFC) y otros compuestos halogenados, que Rowland y Molina descubrieron que eran la causa de destrucción de la capa de ozono (figura 3).

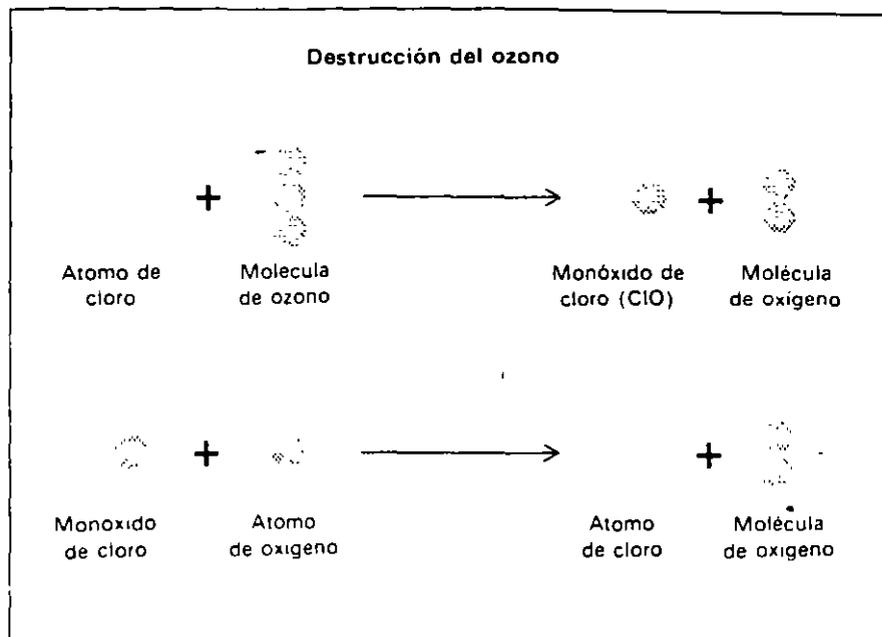


Figura 3 Destrucción del ozono

### 1.3 VAPOR DE AGUA

La atmósfera nunca está completamente seca, porque 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 de aire, puede alcanzar la proporción del 3% de la masa total de la muestra. Por el contrario, en algunas regiones continentales, la proporción de vapor de agua es tan baja que es difícil medirla.

Las pequeñas cantidades de vapor de agua pueden provocar importantes cambios en el estado del tiempo. Esto es ocasionado por 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, y por la transpiración de los vegetales. Posteriormente el vapor pasa al estado líquido o al estado sólido, para finalmente volver a la Tierra en forma de rocío, cencellada, llovizna, lluvia, nieve o granizo.

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 es de gran importancia para la vida terrestre. Debido a la función clorofílica de los vegetales, se equilibra la producción de este gas.

El anhídrido carbónico ( $\text{CO}_2$ ) contenido en la atmósfera, se presenta por una serie de procesos, como la respiración humana y animal, la descomposición y la combustión de materias que contienen carbono y erupciones volcánicas. La mayor parte del gas así producido se mezcla con otros gases y es absorbido por los vegetales, existiendo así el equilibrio.

El 99% del anhídrido carbónico de la tierra está disuelto en los océanos. Debido a que la solubilidad varía con la temperatura, el agua de los océanos absorbe o desprende este gas como resultado de los cambios de temperatura de la misma. Esto afecta a la concentración del anhídrido carbónico del aire.

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 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 desconocida.

El anhídrido Carbónico absorbe las radiaciones, por lo que da lugar al aumento de temperatura.

### **1.5 KRIPTÓN, XENÓN, NEÓN Y HELIO**

Estos gases son conocidos como gases nobles, y se encuentran en la atmósfera en proporción de simples indicios.

### **1.6 CAPAS DE LA ATMÓSFERA**

La atmósfera se divide de acuerdo a diferentes criterios, según el parámetro que se tome para medirlo. Los criterios más conocidos para dividir a la atmósfera en capas son los que se describen a continuación:

- Tomando a las variaciones de la temperatura como base, se divide en las siguientes capas: troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera.
- De acuerdo a la característica eléctrica: ionosfera y ozonosfera.
- De acuerdo a los procesos químicos que se presentan en su seno: homosfera.

La superficie de la Tierra absorbe la mayor parte de las radiaciones solares, por lo que la troposfera se calienta 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 las radiaciones ultravioleta.

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

La figura 4 muestra la división de la atmósfera de acuerdo a las variaciones de la temperatura con la altitud. Las temperaturas más elevadas se registran en la superficie terrestre, en la proximidad de la estratopausa y en la termosfera. Estas últimas son ocasionadas por la absorción de la radiación solar.

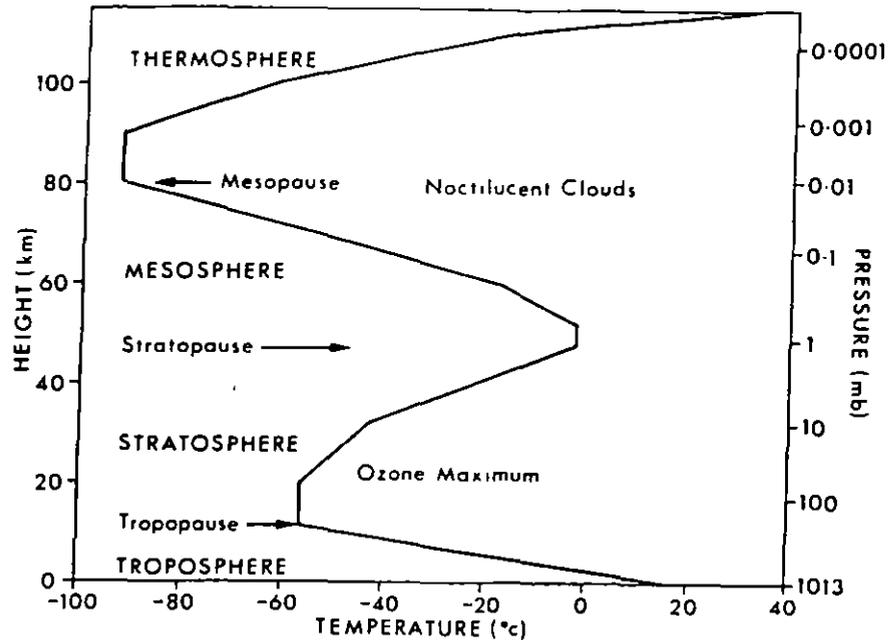


Figura 4 Capas de la atmósfera

Las elevadas temperaturas que se encuentran cerca de la estratopausa y en la parte superior de la termosfera, indican que las partículas se mueven rápidamente. A estos niveles, la atmósfera tiene una densidad pequeña. Al ser mayor la cantidad de partículas en las proximidades de la superficie terrestre, la mayor parte de la energía térmica de la atmósfera se concentra en la parte inferior de la troposfera.

Cualquiera que sea la altitud 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 4, se observa que la presión atmosférica cerca del nivel medio del mar es de 1000 hPa. Al nivel de la estratopausa la presión es de 1 hPa; esto significa que la masa de la atmósfera por encima de los 50 km es la milésima parte de la masa total de la misma. En las capas superiores, la densidad es aún más pequeña. Por encima de 90 los km, la masa de la atmósfera es del orden de la millonésima parte 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.

## 1.7 TROPOSFERA

La región más baja de la atmósfera es la troposfera, y su temperatura disminuye con la altura. En la primera mitad la disminución es de 6 a 7°C/km., en la segunda mitad alcanza de 7 a 8°C/km. En capas poco espesas de la troposfera, la temperatura crece con la altitud, y se produce una inversión de temperatura.

La tropopausa es el límite superior de la troposfera. La tropopausa no es continua y su altitud varía, según su posición con relación a la tierra. En las latitudes bajas, existe la tropopausa tropical a la altitud de 18 km., mientras que en las latitudes altas se encuentra la tropopausa polar a 8 km. 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, complicando el trazado de los mapas.

La temperatura y la altitud de la tropopausa pueden variar bruscamente. Los sistemas meteorológicos móviles y sus nubes asociadas que afectan la 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, cerca de la tropopausa ecuatorial se observan las temperaturas más bajas de la atmósfera.

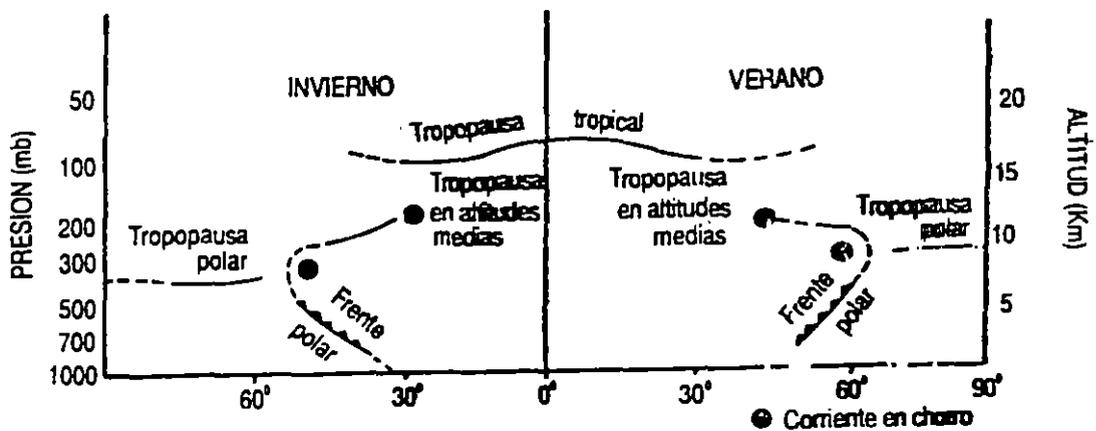


Figura 5 Tipos de tropopausa

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.

## 1.8 ESTRATOSFERA

La estratosfera es la región de la atmósfera que se encuentra encima de la troposfera. Se extiende desde la tropopausa hasta la altitud comprendida entre 50 y 55 km. La temperatura de la estratosfera permanece constante hasta los 20 km, llamándose capa isotérmica. 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 el ozono absorbe las radiaciones ultravioleta del sol. A estos niveles, la atmósfera es muy poco densa y la radiación solar se transfiere a una cantidad relativamente pequeña de moléculas, lo que hace que su energía cinética aumente mucho y se eleve la temperatura del aire. 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 a los de la troposfera. Existe menos convección en la estratosfera porque su parte superior es caliente, mientras que la inferior es fría. Prácticamente no se forman nubes en la estratosfera, a excepción, de las nubes nacaradas que se observan en latitudes altas y en altitudes del orden de 20 a 30 km.

## 1.9 MESOSFERA

A la altitud 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 cuando se llega a la altitud de 80 km, la temperatura decrece con la altitud hasta alcanzar  $-95^{\circ}\text{C}$  o menos. A este último nivel está situada la mesopausa, que es el límite superior de la mesosfera.

Se puede 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, estratosfera y mesosfera.

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

### 1.10 TERMOSFERA

La termosfera es la región que se encuentra sobre la mesopausa y se caracteriza por el aumento progresivo de la temperatura. Cuando el sol está tranquilo, este aumento de temperatura puede alcanzar los 400 °F, y, en períodos de plena actividad solar, puede llegar hasta los 500 °F.

La composición de la atmósfera en la termosfera es distinta a la de las demás capas, ya que por los efectos de los rayos ultravioleta y los rayos X emitidos por el sol, las moléculas de los gases se separan, quedando libres los átomos que las constituían.

Los gases en esta capa, tienen menos tendencia a mezclarse, 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 reemplazados en niveles más altos, por los átomos del hidrógeno más ligeros.

En la termosfera y mesosfera, la ionización es muy importante, pues tanto los iones como los electrones pueden permanecer separados durante períodos relativamente largos.

Las regiones caracterizadas por la ionización, constituyen la ionosfera. La importancia de la ionosfera se debe a que los electrones reflejan las ondas radioeléctricas.

### 1.11 EXOSFERA

La densidad de la atmósfera al nivel de la mesopausa es muy pequeña. En la termosfera disminuye cada vez más a medida que se asciende. A 500 ó 600 km de altitud, la atmósfera es tan poco densa que son muy 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 se consideran 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 anterior sólo se aplica a las partículas neutras de la atmósfera. Los movimientos de las partículas que poseen carga eléctrica (iones y electrones) están controlados por el campo magnético terrestre. El campo magnético terrestre controla el movimiento de los iones y electrones y el de los que están situados en niveles a distancias por debajo de la exosfera.

### 1.12 OZONOSFERA

La ozonosfera es la capa situada entre los 12 y 48 km de altitud. Se caracteriza por el elevado contenido de ozono, el cual posee gran capacidad de absorción de los rayos ultravioleta que llegan a la atmósfera provenientes del sol, provocando el calentamiento de la capa en la que existe ozono.

### 1.13 IONOSFERA

La ionosfera, que está constituida 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 existen  $10^{10}$  partículas neutras por  $\text{cm}^3$  de aire, mientras que la cantidad de electrones es de  $10^5$ . A 1200 km de altitud las proporciones son muy similares.

La ionosfera posee átomos ionizados y electrones libres. La cantidad de iones sufre variación; hacia los 80 ó 100 kms existe una zona con gran concentración de iones, conocida con el nombre de sus descubridores Kenelly-Heaviside, o simplemente con el nombre de capa E, que tiene la propiedad de reflejar las ondas de radio de frecuencia media. A mayor altura aparecen nuevas concentraciones de

iones, formando la llamada capa F, que durante el día se desdobra en dos:  $F_1$  y  $F_2$  (capas de Apleton). Estas capas se vuelven a unir durante la noche, reflejando las ondas de radio de corta frecuencia. De ahí se deduce que durante la noche se presenta mayor alcance de emisiones transmitidas en onda corta.

#### **1.14 HOMOSFERA**

La homosfera es la capa de la atmósfera donde la proporción de los gases se mantiene constante. Esta capa tiene una extensión vertical que va desde la superficie terrestre hasta los 80 km de altitud.

#### **1.15 GAS INTERPLANETARIO**

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

Los materiales que existen en estado gaseoso en estas regiones, constituyen el gas interplanetario, puesto que se encuentra "entre los planetas", y está compuesto 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 confundir con esta materia muy enrarecida.

## AUTOEVALUACION

1. Indique brevemente cuál es la composición del aire seco desde la superficie del suelo hasta los 80 km de altitud.
2. La mayor parte de los gases atmosféricos se encuentran en proporciones constantes hasta la altitud de 80 km. Sin embargo, tres gases son la excepción, ¿cuáles?. Indique para cada uno de ellos ¿cuáles son los factores que pueden modificar su concentración?.
3. Indique los procesos a través de los cuales se produce y se extrae de la atmósfera el anhídrido carbónico.
4. Describa brevemente:
  - a) Limite superior de la atmósfera
  - b) Ionización
5. Indique con ayuda de un esquema, la variación de la temperatura en función de la altitud. Delimite claramente sobre el esquema la troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera.
6. Describa brevemente ¿qué es la tropopausa? y ¿cuáles son sus características?.
7. Explique ¿cómo varía la temperatura con la altitud, en la troposfera?.
8. Explique brevemente las características de la temperatura en la estratosfera.
9. Describa ¿qué es?:
  - a) La exosfera
  - b) La ionosfera

## CAPÍTULO II

### INTERCAMBIOS TÉRMICOS EN LA ATMÓSFERA

#### OBJETIVO

El estudiante explicará las características de la radiación solar y terrestre, y las bandas en que se transportan; los procesos de intercambio de energía; el balance de calor en la atmósfera y sus efectos en la superficie terrestre, y los conceptos teóricos y metodológicos que ayuden a la comprensión de los procesos de intercambio de calor en la atmósfera.

#### INTRODUCCIÓN

La gran cantidad de energía contenida en la atmósfera se manifiesta claramente durante los temporales y en las grandes corrientes de aire que barren los continentes y los océanos. Toda esta energía proviene del sol en forma de radiación electromagnética. La energía emitida por el núcleo caliente de la tierra y por las estrellas es totalmente despreciable.

#### 2.1 RADIACIÓN SOLAR

La fuente principal de energía atmosférica procede del sol. El sol emite energía en grandes cantidades en forma de luz y calor, lo que origina en la atmósfera toda una serie de procesos físicos y químicos.

Esta energía abarca un amplio campo electromagnético, desde los rayos cuya longitud de onda es muy corta (rayos gamma y rayos X), hasta los de onda muy larga (radiodifusión). La luz visible emitida por el sol está compuesta por una serie de radiaciones de diferente longitud de onda, constituyen un conjunto que se denomina espectro visible. El espectro visible dentro del espectro electromagnético ocupa una porción muy pequeña. La longitud de onda se mide en micrones (  $\mu$  ), milimicrones (  $m\mu$  ) y Angströms (  $\Lambda$  ); y se definen así:

- 1 Å = 10<sup>-10</sup> m.
- 1 mμ = 10<sup>-9</sup> m.
- 1 μ = 10<sup>-6</sup> m.

El 99% de la energía solar es transportada en banda de longitudes de onda comprendida entre 0.15 y 4.0 μ. El 45% de esta radiación corresponde al espectro visible; es decir, el que afecta a la sensibilidad del ojo, y está limitado entre 430 y 690 mμ. Alrededor del 9% de la energía emitida por el sol la constituye la radiación ultravioleta, y el 46% al infrarrojo. La totalidad de la energía de la atmósfera proviene del sol, ya que las pequeñas cantidades recibidas del calor interior de la tierra y de las estrellas es despreciable (figura 6).

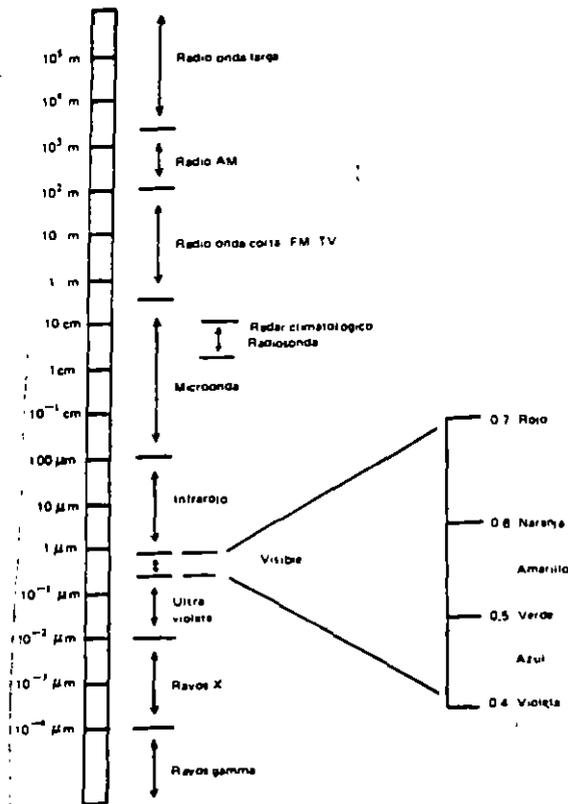


Figura 6 Espectro electromagnético (Según Anthes, et al. 1981)

La radiación solar que llega incidiendo normalmente al límite superior de la atmósfera a la distancia media tierra-sol, se llama constante solar y tiene un valor de 1.94 calorías-gramo por centímetro cuadrado por minuto.

Si se considera a la radiación solar que llega al límite superior de la atmósfera, como un paquete de 100%, el 16% de esta energía es absorbida por la atmósfera, el 1% por las nubes, el 51% la absorbe la Tierra a través de la radiación directa, difusa y la radiación dispersa, El 25% es devuelta al espacio exterior por la reflexión de nubes y polvo, y el 7% es reflejada por la superficie terrestre. Estos valores registran variaciones por la influencia de la cantidad de nubosidad, ángulo de incidencia de los rayos solares, estación del año y latitud donde se mida la insolación (figura 7).

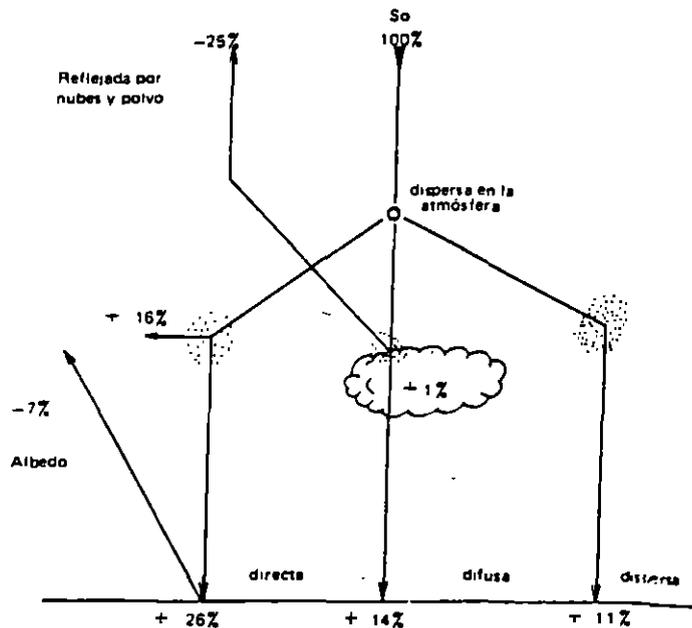


Figura 7 Balance de la radiación solar en la atmósfera

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; también lo absorben en cantidades variables las nubes y el polvo, según las condiciones del momento.

Cuando hay nubes, sus cimas pueden reflejar 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 difundirse en todas las direcciones por los gases y las partículas contenidas en la atmósfera. Una parte de esta radiación difundida es 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 de la Tierra, es la suma de la radiación directa, difusa y dispersa. Esta suma se llama radiación solar global.

Existe radiación cuando se reciben longitudes de onda, e insolación cuando se está sujeto a la acción de los rayos solares directos; esto implica que cuando se recibe insolación también se tiene radiación. Por ejemplo, en un día nublado hay radiación pero no insolación.

La insolación tiene las siguientes variaciones:

a) Variación diurna

La variación diurna se origina por el movimiento de rotación de la Tierra. La insolación en latitudes bajas y medias varía desde cero al amanecer, a un máximo al medio día, coincidiendo con el paso del sol por la meridiana del lugar donde se mide, para luego descender hasta llegar a cero en el ocaso (figura 8).

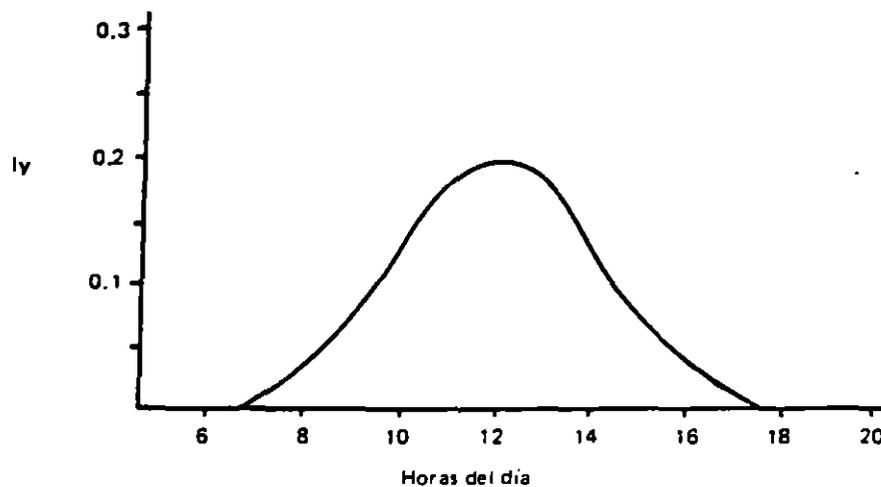


Figura 8 Variación diaria de la insolación

## b) Variación latitudinal de la insolación

La variación latitudinal de la insolación se origina por la redondez de la Tierra, lo que produce que la insolación varíe de un valor menor en las latitudes altas a un valor alto en las latitudes bajas (figura 9).

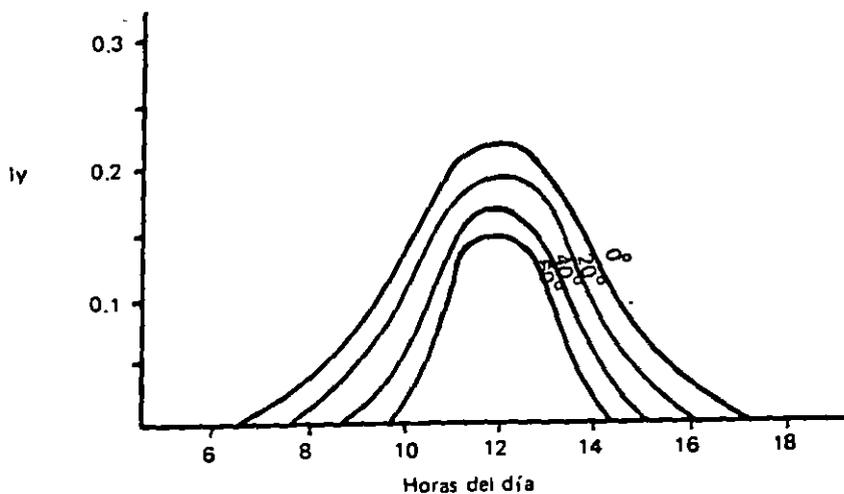


Figura 9 Variación diaria de la insolación de acuerdo a su latitud

## c) Variación estacional

La variación estacional de la insolación se debe al movimiento de traslación de la Tierra alrededor del sol, y a la inclinación del eje terrestre sobre el plano de la eclíptica cuyo valor es de  $23^{\circ}27'$ , lo que origina las estaciones del año (figura 10).

En el ecuador, la energía solar recibida es prácticamente constante durante casi todo el año, debido a que la duración del día y la noche es casi igual. En los polos la variación es muy amplia, variando desde 0 en el solsticio de invierno a un máximo en el solsticio de verano. Esto se debe a que el sol está en el polo por debajo del horizonte, mientras que en verano está siempre encima. Se da la circunstancia de que, pese a la baja altitud del sol sobre el horizonte en el solsticio de verano, debido a la ausencia de noche recibe más energía que en ningún otro lugar de la Tierra, incluso el ecuador.

En las latitudes medias la energía recibida varía desde un máximo en el solsticio de verano, hasta un mínimo en invierno. En promedio, la variación estacional varía desde un máximo en el ecuador a un mínimo en el polo.

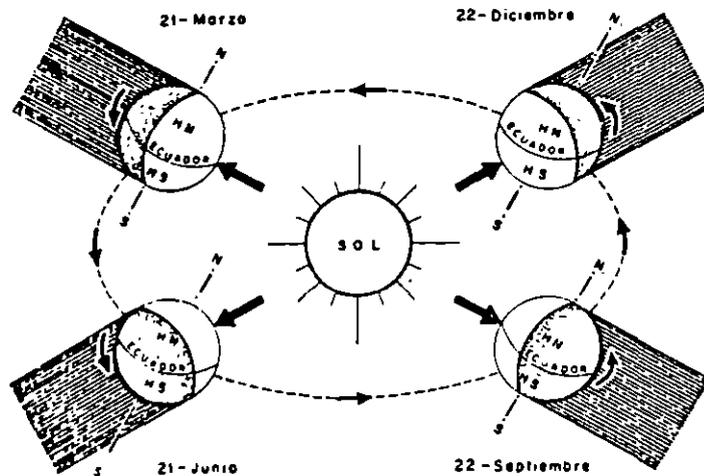


Figura 10 Variación estacional de la insolación

## 2.2 RADIACIÓN TERRESTRE

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

Esta temperatura es muy inferior a la de la fotosfera solar, que es del orden de 6000 °C. Por lo tanto, la Tierra emite radiación de gran longitud de onda en la banda 4.0 a 80  $\mu$ , que es lo que se llama radiación terrestre.

La Tierra radia la mayor cantidad de energía a 10  $\mu$ . Esta radiación terrestre está situada en la parte infrarroja, lo que a diferencia de la radiación solar, cuya intensidad máxima está en la visible alrededor de 0.5  $\mu$ .

Las sustancias que sólo absorben pequeñas cantidades de radiación solar, son buenas emisoras y absorbentes de la radiación de gran longitud de onda de la Tierra.

Los gases atmosféricos son absorbentes selectivos de la radiación terrestre; sólo absorben algunas longitudes de onda, dejando pasar las otras. Por ejemplo: el ozono sólo absorbe moderadamente el infrarrojo en la banda de 9.6 a 15  $\mu$ .

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 a 13  $\mu$ , que se les conoce con el nombre de "ventana atmosférica".

Las nubes son buenas 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. Parte de esta energía vuelve a la superficie de la Tierra, así que la tierra recibe al mismo tiempo 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, parte de la radiación terrestre se escapa directamente al espacio por la ventana atmosférica; otra parte de esta

escapa directamente al espacio por 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, es radiada posteriormente al espacio exterior.

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

### 2.3 PROCESOS DE INTERCAMBIO DE CALOR

El intercambio de calor entre la superficie de la Tierra y la atmósfera, es provocado por los siguientes procesos: radiación, conducción, convección, advección y turbulencia.

La radiación es la transmisión de calor a través de ondas electromagnéticas (figura 11).

La conducción es la transmisión de calor por contacto, de molécula a molécula, (figura 12).

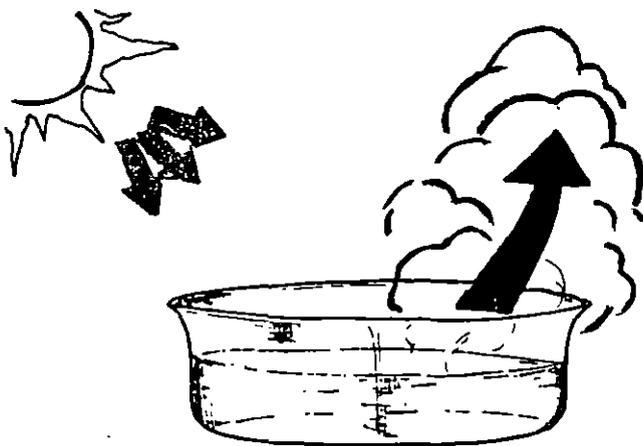


Figura 11 Transmisión de Calor por radiación



Figura 12 Transmisión de calor por conducción

En el proceso de conducción, el calor pasa del 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 convierten en una aceleración de éstas últimas.

Los gases son malos conductores del calor, por lo que la conducción como medio de intercambio de calor sólo es importante en las capas muy delgadas de aire, que están en contacto directo con la superficie de la Tierra. El espesor de estas capas mide muy pocos centímetros, y fuera de ellas es despreciable la transferencia de calor por conducción.

La convección es la transmisión de calor por medio de corrientes verticales ascendentes. El aire en contacto con el suelo, se calienta y se vuelve menos denso y asciende (figura 13).

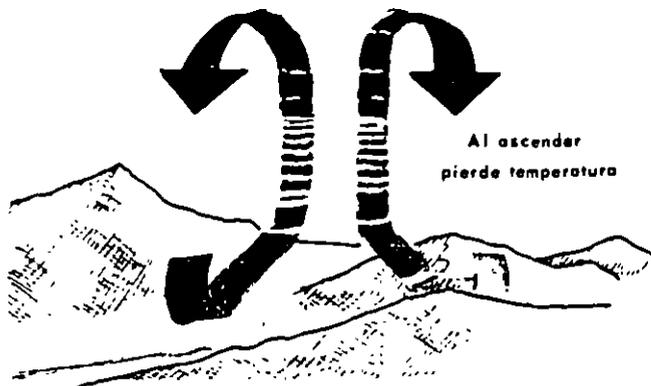


Figura 13 Transmisión de calor por convección

La propagación del calor en la atmósfera se desarrolla a través de la convección. En este proceso el cuerpo es el que transporta calor cuando se desplaza. Si la temperatura de la atmósfera aumenta, la presión varía; el aire cálido se eleva y el frío desciende para reemplazarlo. Entonces se producen corrientes de convección que remueven el aire.

El calor sensible puede percibirse con los sentidos, y el calor latente no se percibe directamente. El calor latente o "calor oculto" es el que hay que añadir a una sustancia para que pase del estado sólido al estado líquido, o del estado líquido al estado gaseoso, sin cambiar su temperatura.

Las corrientes ascendentes de convección que se producen en la atmósfera no transportan solamente calor sensible, 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.

La advección es la transmisión de calor por medio de movimientos horizontales de las masas de aire; la masa de aire adquiere calor en una localidad y al moverse lo transporta, y el aire a su paso adquiere sus propiedades calentándose (figura 14).



Figura 14 Transmisión de calor por movimientos horizontales

La turbulencia es la transmisión de calor por medio de corrientes desordenadas de aire, ocasionadas por la irregularidad y el desigual calentamiento y enfriamiento del terreno; el aire se mueve irregularmente hacia arriba y hacia abajo, provocando la rápida transmisión del calor y produciendo grandes diferencias de temperatura en cortas distancias (figura 15).



Figura 15 Transmisión de calor por turbulencia

#### 2.4 BALANCE ENERGÉTICO DE LA ATMÓSFERA

La temperatura media próxima a la superficie de la tierra, ha permanecido casi constante en  $15^{\circ}\text{C}$  desde hace siglos. Por lo tanto, la Tierra se encuentra en equilibrio radiactivo, ya que emite tanta energía como la que recibe. La Tierra absorbe el 65% de la radiación emitida por el sol y su atmósfera. Esta radiación transformada en calor origina la elevación de la temperatura en ambas.

La radiación que proviene del sol proporciona la energía necesaria para provocar las corrientes en la atmósfera y en los océanos. Esta radiación no se pierde, simplemente se transforma en calor o en energía cinética de partículas en movimiento. La energía solar puede transformarse varias veces en el transcurso de los diferentes procesos de intercambio de calor, entre la Tierra y su atmósfera.

En algunos casos, la energía solar absorbida por el sistema Tierra-atmósfera es de nuevo radiada al espacio. Emitiendo tanta energía como la que recibe, este sistema permanece en equilibrio radiactivo estacionario. Este equilibrio no se da 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, por su exceso de energía. Por el contrario, en las regiones comprendidas entre 35° y los polos, existe un déficit de energía.

El gradiente meridiano de temperatura sería muy importante, si en cada latitud se lograra el equilibrio radiactivo, sin intercambio de calor entre las diferentes latitudes. Este gradiente medio es mucho menor porque no 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 meridiana de la energía se facilita debido a los torbellinos a gran escala (anticiclones y depresiones), que se desarrollan en las regiones de fuerte gradiente horizontal de temperatura. También las corrientes oceánicas transportan energía de los trópicos a los polos.

## 2.5 EFECTO DE LA RADIACIÓN EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

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 enteramente absorbida. Estas influencias dependen muchísimo de la naturaleza de la superficie que recibe la radiación.

El albedo de una superficie es la razón entre la cantidad de radiación global reflejada por la superficie y la radiación global incidente.

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

La nieve refleja gran parte de la radiación que recibe. El albedo de las superficies cubiertas de nieve varía entre 0.80 cuando la nieve es fría y reciente, y 0.50 cuando es sucia y de cierto tiempo. Las superficies terrestres comunes (bosques, praderas, tierras de labor y desiertos rocosos) tienen un albedo comprendido entre 0.10 y 0.20; el albedo de una superficie arenosa puede alcanzar 0.30, mientras que el de una región cubierta por bosques sombríos no pasa de 0.50.

El agua absorbe 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.

## **2.6 DIFERENCIAS DE TEMPERATURAS ENTRE LOS CONTINENTES Y LOS MARES**

La elevación de la temperatura de la superficie de la Tierra por efecto de la radiación es variable; depende de la profundidad a que penetra la radiación y al calor específico de la materia. El calor específico de una sustancia es la cantidad de calor necesaria para elevar  $1^{\circ}\text{C}$  la temperatura de su unidad de masa. El agua es la sustancia que tiene más calor específico, a excepción del hidrógeno; es decir, necesita una cantidad importante de calor para elevar  $1^{\circ}\text{C}$  su unidad de masa.

La arena absorbe la radiación en cantidades variables según su calor. Su calor específico es bajo, por lo tanto, su temperatura aumenta rápidamente por efecto del calor. La arena es un mal conductor porque únicamente una capa delgada de arena absorbe la radiación. En consecuencia, la temperatura de una superficie arenosa crece rápidamente durante el día. Al no haber radiación incidente por la noche, la arena pierde su calor 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 no hay nubosidad el agua absorbe gran parte de la radiación incidente del sol; pero como su calor específico es elevado, su temperatura crece lentamente. Parte de la radiación incidente penetra en el agua algunos metros. Posteriormente, por efecto de la mezcla que se produce en las capas superficiales, el calor se propaga hasta una profundidad considerable. 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 se eleva tan rápidamente como la de la superficie continental. Por la noche, en ausencia de radiación incidente, el agua pierde calor por radiación. Como la cantidad de calor almacenada en la profundidad es importante, la variación de temperatura en la superficie es muy débil. Las oscilaciones entre las temperaturas diurnas y nocturnas de la superficie del mar son, muy pequeñas. La temperatura de los gases atmosféricos está influenciada indirectamente por la de la superficie de la Tierra.

## AUTOEVALUACION

1. Explique con la ayuda de un esquema cómo la atmósfera absorbe, refleja y difunde la radiación solar.
  2. ¿Qué se entiende por radiación terrestre? ¿Cuáles son sus efectos en la atmósfera?
  3. ¿Qué diferencia existe entre calor sensible y calor latente? Explique el proceso de transferencia de calor que se presenta desde una superficie líquida hasta las regiones de la atmósfera donde se forman las nubes.
- 
4. Explique ¿que es?:
    - a) El albedo
    - b) La ventana atmosférica
  5. Explique la variación diurna de la temperatura en:
    - a) Las superficies oceánicas
    - b) Los desiertos de arena

## CAPÍTULO III

### TEMPERATURA DEL AIRE

#### OBJETIVO

El estudiante definirá y explicará los elementos más relevantes de la temperatura del aire; identificará los instrumentos termométricos comunmente usados en meteorología, su operación y características, para posteriormente explicar la variación diurna de la temperatura y sus aplicaciones en meteorología sinóptica.

#### INTRODUCCIÓN:

El concepto de temperatura es tan impreciso que realmente no existe una definición satisfactoria, debido a que todas ellas parten de una sensación fisiológica del cuerpo humano. Cuando se toca un cuerpo se dice que está caliente o frío, según la sensación que se experimente.

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 al otro.

#### 3.1 CALOR Y TEMPERATURA

Todos los cuerpos están constituidos por moléculas que están en continuo movimiento. Si un cuerpo se somete a la acción del calor aumenta la movilidad de sus moléculas, dando lugar a movimientos desordenados, continuos choques entre las moléculas y al aumento de temperatura, que por conducción se generaliza por el cuerpo.

La temperatura indica el estado térmico de los cuerpos. Mientras que el calor es una manifestación de energía capaz de transformarse en trabajo o en otra energía.

Los cuerpos tienen diferentes constituciones moleculares. Cuando se aplica la misma cantidad de calor a dos sustancias diferentes, una de ellas gana calor más rápidamente que la otra; esto ocurre porque las sustancias en cuestión tienen diferentes capacidades para absorber calor (diferente calor específico).

La unidad de medida del calor específico es la caloría. La caloría es la cantidad de calor necesaria para elevar en un grado centígrado (desde 14.5 a 15.5°C) la temperatura de un gramo masa de agua. La unidad térmica inglesa (BTU, British Thermal Unit) es la cantidad de calor necesaria para elevar en un grado Fahrenheit la temperatura de una libra de agua".

La tierra y el agua tienen diferentes calores específicos, el de la tierra es de 0.25 y el del agua es 1. Para la misma cantidad de calor recibida del sol, la tierra se calienta más que las superficies de agua. Las superficies acuosas se calientan más lentamente que las terrestres por lo siguiente:

- El agua refleja el 40% de la radiación incidente, absorbiendo sólo el 60%.
- Las corrientes marinas distribuyen el calor a través de amplísimas regiones.
- La evaporación se realiza tomando calor de las superficies de agua.

También se enfría más lentamente que la tierra porque el agua retiene mucho más tiempo la energía calorífica debido a su calor específico.

### 3.2 MEDIDA DE LA TEMPERATURA

Debido al perfeccionamiento de los métodos científicos, es necesario medir la temperatura con mucha precisión. Cuando aumenta la temperatura de un cuerpo se modifican algunas 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.

Los instrumentos útiles para medir la temperatura del aire son los termómetros. Su construcción se basa en las propiedades físicas de la materia, entre las cuales se tienen:

- Dilatación del líquido encerrado en un tubo de vidrio.
- Dilatación de un líquido dentro de una envoltura metálica estanca, que provoca aumento de presión.
- Desarrollo de una fuerza electromotriz entre las soldaduras de circuitos formados por dos metales diferentes (termómetro de termopar).
- 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).
- Variación de la resistencia eléctrica de un hilo de platino.
- 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.

Estos procedimientos son de empleo universal en las redes de observación convencional y estaciones automáticas.

Los líquidos que se utilizan con mayor frecuencia son el mercurio y el alcohol. El coeficiente de dilatación del mercurio es el mismo para todas las temperaturas. Sin embargo, debido a que su punto de solidificación no alcanza límites muy grandes, es necesario recurrir a un líquido cuyo punto de congelación sea muy bajo. El líquido que reúne estas condiciones es el alcohol, que se utiliza para medir temperaturas muy bajas, pese a que su coeficiente de dilatación no es totalmente constante.

Otro instrumento utilizado para medir temperaturas muy altas y a distancia, es el pirómetro. Este instrumento reacciona a las radiaciones caloríficas que emiten los cuerpos. Los pirómetros poseen la ventaja de no tener que estar en contacto con el cuerpo cuya temperatura se quiere medir.

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 hace, por ejemplo, para una longitud. Si un objeto tiene 15 metros 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. Para esto, se determinan dos puntos fijos cuyas temperaturas pueden ser reproducidas en todo momento, por corresponder a características físicas de sustancias determinadas. Posteriormente se les asigna un valor numérico a las temperaturas de estos dos puntos y se efectúa la división del intervalo comprendido entre los puntos fijos de la escala de temperatura.

Estas divisiones son de temperatura, no de unidades. Así,  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  no es dos veces la temperatura  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  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  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

### 3.3 ESCALAS DE TEMPERATURA

Dentro de las escalas que se utilizan para medir las temperaturas, destacan por su importancia y uso generalizado:

- Escala Celsius o Centígrada
- Escala Fahrenheit
- Escala Kelvin o absoluta

Otra escala de temperatura es la Reamur, que actualmente no se utiliza.

Las escalas 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 se funde cuando la presión externa es igual a una atmósfera normal. Esta presión es la que equilibra una columna de mercurio de 76 centímetros de altura, y es igual a 1013.25 hPa. 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 equivalente a una atmósfera normal.

En la escala Celsius (centígrada), el  $0^{\circ}$  corresponde al punto de fusión del hielo, mientras que  $100^{\circ}$  corresponde al punto de ebullición del agua. Esta escala se utiliza en los países que emplean el sistema métrico decimal.

La figura 16, ilustra las escalas termométrica y la relación existente entre las mismas.

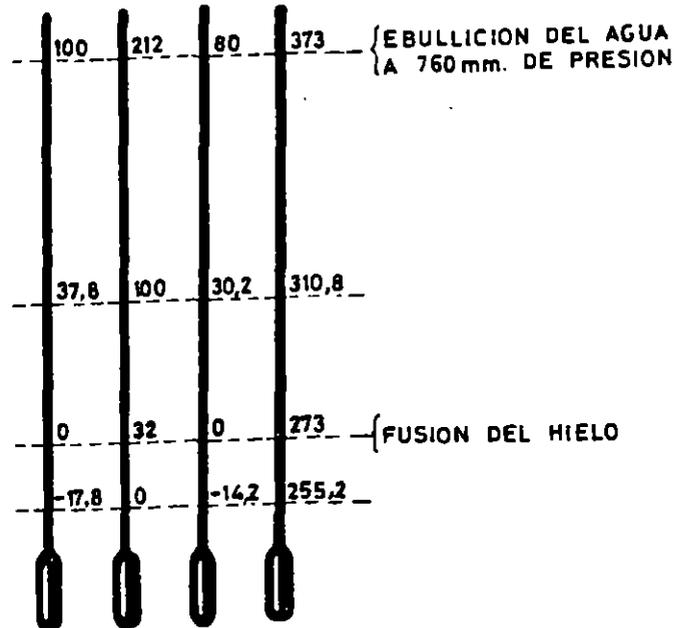


Figura 16 Escalas termométricas

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. El intervalo entre ambos es de 180°F.

De acuerdo a lo anterior, a cada división de la escala Celsius le corresponde

$$\frac{180}{100} \text{ ó } \frac{9}{5} \text{ de división de la escala Fahrenheit.}$$

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.

Para fines científicos se utiliza una escala especial llamada absoluta o Kelvin ( $^{\circ}\text{K}$ ). La unidad de medida es la misma que en la escala centígrada, pero el punto de fusión del hielo corresponde a  $273^{\circ}$  Kelvin, y el de ebullición del agua a  $373^{\circ}$  Kelvin. Esta escala no tiene temperaturas negativas porque el  $0^{\circ}$  Kelvin, corresponde a  $-273^{\circ}\text{C}$  (0 absoluto de temperatura), y según la teoría molecular de los gases, esta temperatura corresponde al reposo absoluto de las moléculas.

El punto fijo fundamental de la 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  $273.16^{\circ}\text{K}$ ;  $0.01^{\circ}\text{K}$  más que al punto de fusión.

### 3.4 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:

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} ^{\circ}\text{C} + 32 \quad (4.1)$$

en la cual:

$^{\circ}\text{F}$  = temperatura en grados Fahrenheit

$^{\circ}\text{C}$  = temperatura en grados Celsius

Por ejemplo: para convertir la temperatura de  $25^{\circ}\text{C}$  en grados Fahrenheit, sustituyendo los valores en la ecuación 4.1 se obtiene:

$$^{\circ}\text{F} = 1.8 (25) + 32$$

$$\begin{aligned} \text{o sea : } \quad &^{\circ}\text{F} = 45 + 32 \\ &^{\circ}\text{F} = 77 \end{aligned}$$

lo que indica que las temperaturas  $25^{\circ}\text{C}$  y  $77^{\circ}\text{F}$  son idénticas.

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

$$^{\circ}C = \frac{^{\circ}F - 32}{1.8}$$

o sea : 
$$^{\circ}C = \frac{5}{9} (F - 32)$$

Por ejemplo: si  $^{\circ}F = 95^{\circ}$ , se obtiene:

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

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

$$^{\circ}C = 35$$

lo que demuestra la equivalencia de las temperaturas  $95^{\circ}F$  y  $35^{\circ}C$ .

Cuando se trata de obtener la temperatura en grados Kelvin, por ejemplo  $25^{\circ}C$  a  $^{\circ}K$ , se aplican las siguientes relaciones:

$$^{\circ}C = ^{\circ}K - 273 \quad \text{o} \quad ^{\circ}K = ^{\circ}C + 273$$

La solución es:  $^{\circ}K = 25 + 273 = 298$ .

### 3.5 PRINCIPALES 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 sólo se puede emplear como líquido arriba de los  $-39^{\circ}C$ , ya que su punto de congelación se encuentra justamente a esta temperatura. Para temperaturas más bajas, con el alcohol etílico puro de 100/100 se obtienen resultados satisfactorios, ya que solidifica a temperaturas de  $-130^{\circ}C$ .

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 se detiene.

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

El termómetro de máxima más conocido es el termómetro de mercurio cuyo capilar está estrangulado a la salida del depósito como se muestra en la figura. Cuando la temperatura desciende después de haber alcanzado el valor máximo, el mercurio no baja después de la estrangulación. La colocación del termómetro es casi horizontal con el depósito hacia abajo, esta posición es para que la columna no se deslice hacia el fondo del capilar (figura 17).

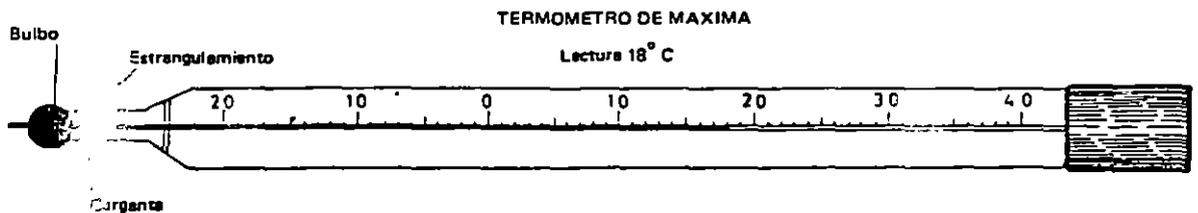


Figura 17 Termómetro de máxima

El termómetro de mínima generalmente es de alcohol; está constituido por un capilar que tiene un índice de vidrio de color obscuro, muy ligero, en forma de pesa de gimnasio. Este índice se desplaza libremente en el líquido, pero no emerge debido a la tensión superficial. El termómetro debe colocarse en la garita en una posición casi horizontal. Si la temperatura

desciende se contrae y el índice es arrastrado hacia el depósito del instrumento. Cuando la temperatura sube, la columna de alcohol se alarga pero no ejerce fuerza sobre el índice, que permanece estacionario marcando la temperatura mínima registrada (figura 18).

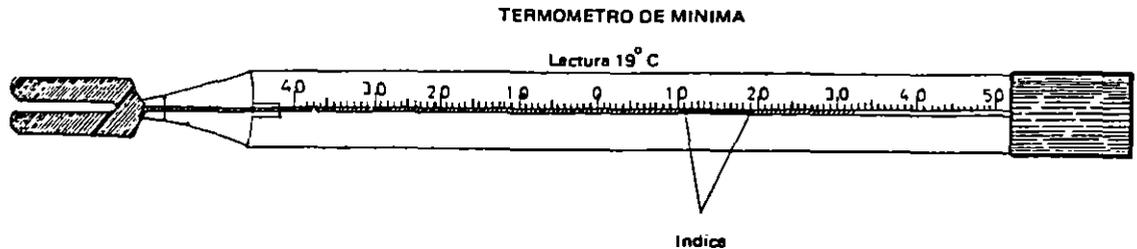


Figura 18 Termómetro de mínima

b) Termómetros de par termoeléctrico

Los termopares se componen 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 termómetros de par termoeléctrico se utilizan como pirómetros; es decir, como instrumentos para medir temperaturas muy elevadas. También se utilizan en ciertas aplicaciones espaciales se emplean para medir bajas temperaturas.

c) Termómetros de líquido en envoltura metálica

El órgano sensible de este termómetro es un manómetro calibrado para indicar temperaturas. Este tipo de instrumentos se utiliza a menudo como

termómetro en los motores de automóvil.

Algunos termógrafos están basados en este principio. El estilete indicador tiene en su extremo una pluma con tinta que se desplaza sobre un diagrama sobre un cilindro que gira a velocidad constante (figura 19).



Figura 19 Termómetro de suelo con envoltura metálica

#### d) Termómetros bimetálicos

Estos termómetros tienen un órgano sensible llamado lámina bimetálica, que está formado por dos láminas metálicas, escogidas entre metales con coeficientes de dilatación diferentes. Las láminas 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 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; termina en una aguja que indica la temperatura, (figura 20).

Este principio generalmente se emplea en los termógrafos para obtener registros continuos de la temperatura.

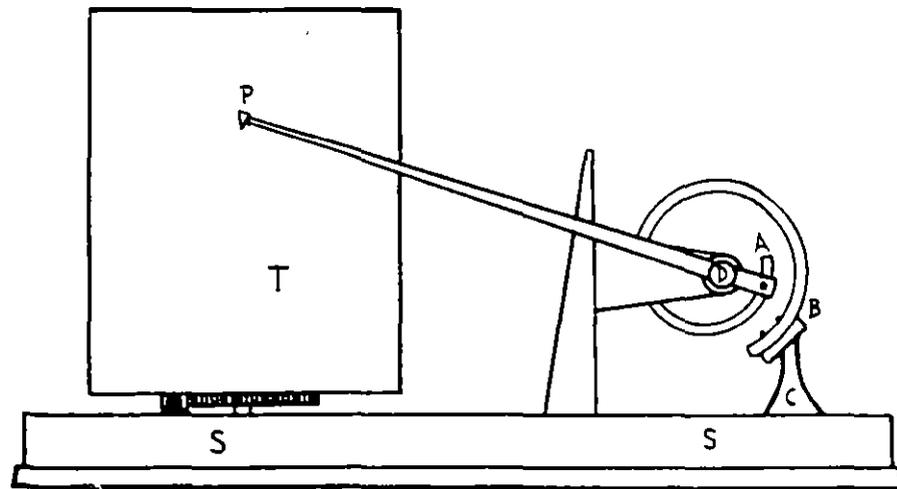


Figura 20 Termógrafo bimetalico

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 pueden construir estos instrumentos de forma que proporcionen registros continuos de la temperatura (termógrafo). El termómetro de resistencia de platino es un instrumento muy preciso que permite medir gran gama de temperaturas.

f) **Termistancias**

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

Estos instrumentos tienen la ventaja de ser 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). La resistencia del circuito eléctrico varía a medida que la temperatura cambia con la altitud; 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 la altitud de 30 kilómetros.

### 3.6 MEDIDA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE

Los termómetros o los termógrafos indican la temperatura de su propio órgano sensible, la cual puede ser distinta de la temperatura del aire que se desea medir. Por ejemplo, el calor que se propaga en la atmósfera casi no afecta 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 aquel cuya temperatura se desea medir. El aire puede sufrir un recalentamiento poco antes de entrar en contacto con el termómetro, y entonces la medida es errónea.

### 3.7 TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE

La temperatura del aire en superficie es la temperatura del aire libre a una altura comprendida entre 1.25 y 2 metros sobre nivel del suelo. Esta temperatura es representativa de las condiciones a que están sometidos los seres vivientes en la superficie de la Tierra.

La temperatura del aire puede ser diferente de la temperatura del suelo. En días nublados y soleados, la temperatura del suelo puede ser superior a la temperatura del

aire en superficie; mientras que por lo contrario, puede ser inferior durante las noches frías o glaciales.

### **3.8 EXPOSICIÓN DE LOS TERMÓMETROS**

Para obtener lecturas representativas de la temperatura, los termómetros deben estar protegidos de la radiación solar, de la de la tierra y de la de todos los cuerpos que les rodean. 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) La garita meteorológica de persianas.
- b) Las pantallas de metal pulido con ventilación artificial del termómetro.

El equipo debe estar instalado de 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 de la región.

La Guía de Instrumentos y Prácticas de Observación (Publicación N°8 de la OMM) contiene información detallada sobre las especificaciones necesarias para las garitas meteorológicas y para los termómetros de ventilación artificial.

### **3.9 VARIACIÓN DIURNA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE**

En el transcurso del día, las variaciones de temperatura son menos marcadas sobre el mar que sobre la tierra. La variación diurna de la temperatura del agua del mar en la superficie es inferior a 1°C, por lo tanto, la temperatura del aire cerca de la superficie del mar es también estable para tiempo en 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 dependen 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.

Cuando el tiempo está en 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 durante el día y la noche, se reparten en gran cantidad de moléculas de aire; resultando que la amplitud diurna de la temperatura puede disminuir cuando hay viento.

La nubosidad puede reducir la amplitud diurna de la temperatura; durante el día las nubes absorben o difunden una pequeña parte de la radiación solar. La mayor parte de esta radiación es reflejada hacia el espacio, sin alcanzar la superficie de la tierra. Por el contrario, durante la noche las nubes absorben la radiación de gran longitud de onda difundida hacia el espacio por la superficie terrestre, y vuelven a enviar energía calorífica a la superficie terrestre.

Las nubes hacen el papel de una tapadera que impide que la superficie de la Tierra se enfríe. Con tiempo cubierto, la amplitud diurna de temperatura es débil. Influyen en la amplitud diurna de la temperatura del aire en superficie, la naturaleza de la superficie terrestre y la conductibilidad térmica de la capa subyacente. También es importante la naturaleza del terreno circundante, debido a que la temperatura de un lugar dado, es modificada por el flujo de aire cálido o de aire frío que provenga de las zonas vecinas.

Por ejemplo, la radiación nocturna produce el 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, el 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, reemplaza por abajo al que se eleva. Sin embargo, los vientos anabáticos son menos fuertes que los vientos catabáticos, a causa de la fuerza de gravedad que actúa en contra del movimiento ascendente.

La influencia del medio ambiente circundante es evidente en las grandes ciudades. En noches claras y con calma, las temperaturas registradas en el centro de una ciudad pueden sobrepasar en 5°C a las observadas en la proximidad de un campo de deportes. Durante el día, las temperaturas están influenciadas por el calor

desprendido por los edificios de la ciudad y por las actividades que se desarrollan.

La marcha diaria de la temperatura en un lugar determinado, presenta un máximo entre las 13 y las 15 horas después de haber pasado el sol por la meridiana del lugar donde se mide la temperatura, y un mínimo de 1 a 3 horas después del orto (figura 21).

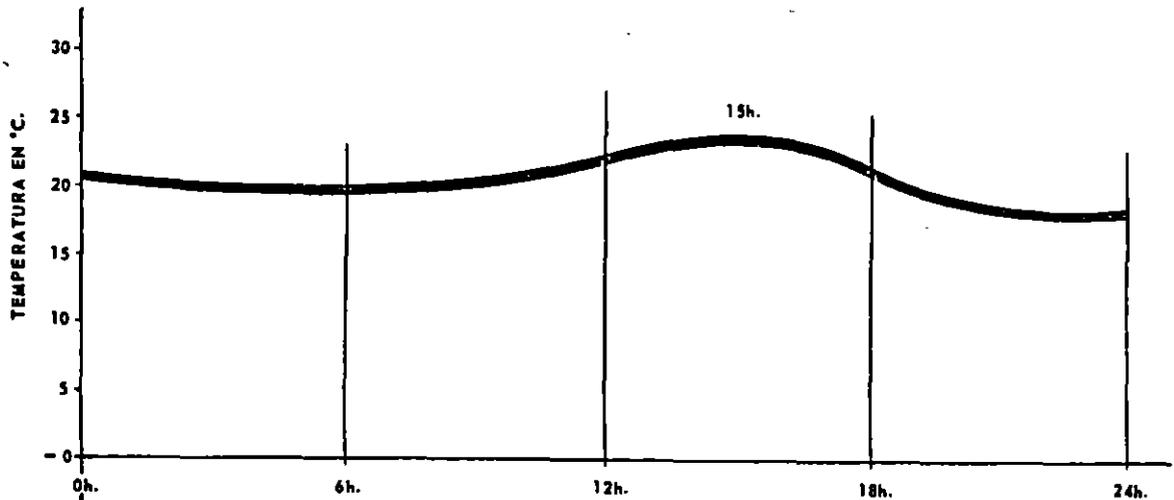


Figura 21 Variación diaria de la temperatura

### 3.10 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA ALTITUD

La temperatura normalmente disminuye con la altitud. Esta variación decreciente de la temperatura en función de la altitud se llama gradiente térmico vertical. En la troposfera, el gradiente térmico vertical tiene un valor medio de  $6^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. Esto significa que si la temperatura al nivel del mar es de  $15^{\circ}\text{C}$  a la altitud de 5 km., alcanzará el valor de  $-15^{\circ}\text{C}$  (una baja de  $30^{\circ}\text{C}$ ). En las capas inferiores de la estratosfera, la temperatura no varía con la altitud; por lo tanto, el gradiente térmico vertical es nulo; por lo que esta parte de la atmósfera es isoterma (de igual temperatura).

Cuando en algunas regiones de la atmósfera la temperatura crece con la altitud, es porque el gradiente de temperatura vertical es negativo. A un gradiente vertical negativo le corresponde un aumento de temperatura con la altitud. Por ejemplo: si la temperatura aumenta  $2^{\circ}\text{C}$  para un desnivel de 1 km., el gradiente térmico vertical es igual a  $-2^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. En la troposfera, la temperatura decrece con la altitud. El gradiente térmico es en promedio, positivo e igual a  $6^{\circ}\text{C}$  por km.

Se puede presentar que en algunas capas de la troposfera la temperatura aumente con la altitud. En este caso hay una inversión de temperatura, dado que la variación normal de la temperatura en la troposfera está invertida. También se producen inversiones de temperatura en la parte superior de la estratosfera. Por el contrario, en la mesosfera la temperatura decrece por término medio cuando se asciende; es decir, el gradiente térmico vertical es positivo.

La temperatura crece con la altitud en la termosfera, por lo que el gradiente vertical térmico 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.

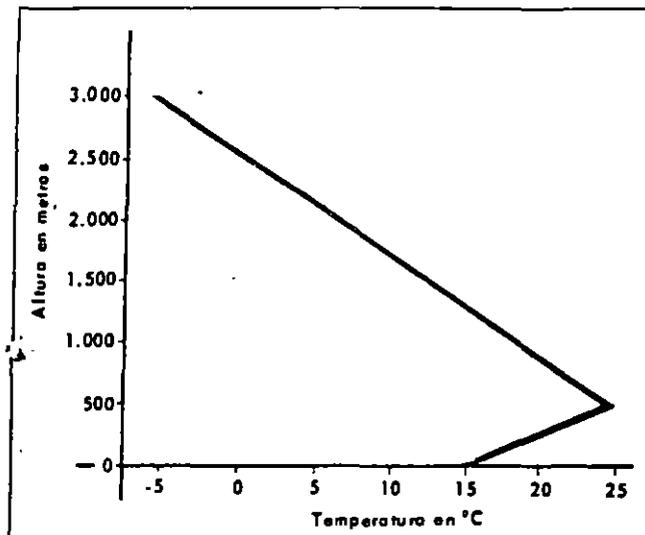
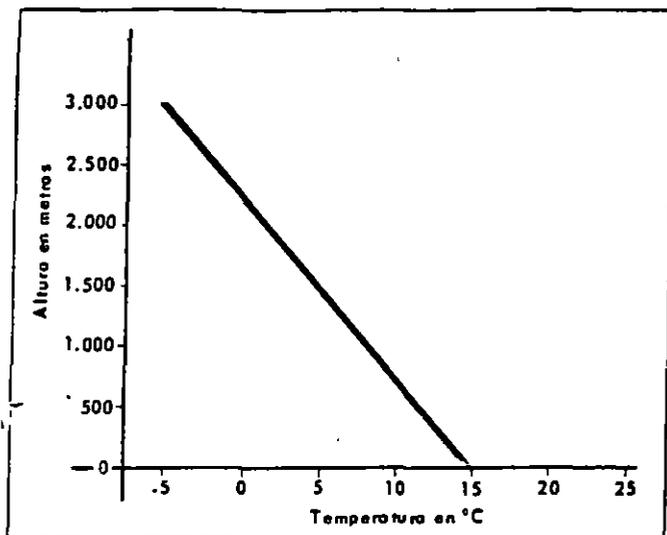
### 3.11 INVERSIÓN DE TEMPERATURA

La temperatura disminuye con la altitud. Cuando aumenta con la altura existe una inversión térmica. Cuando la inversión se localiza al nivel del suelo, se denominada inversión al nivel del suelo, y cuando se registra en las capas altas de la atmósfera se llama inversión en altura (figura 22).

La inversión térmica se forma cuando el aire caliente se desplaza sobre la superficie terrestre más fría. Otro proceso que propicia las inversiones al nivel del suelo es el enfriamiento nocturno; Al ponerse en contacto el aire con el suelo, se enfría transmitiendo sus propiedades a unos cuantos metros sobre el suelo, produciéndose una inversión de temperatura. También las inversiones se producen cuando se mueve aire frío por abajo de aire caliente. Un ejemplo de inversión de temperatura lo constituye la capa de ozono en la estratosfera, que al absorber la radiación ultravioleta proveniente del sol, hace que la capa de este gas se mantenga con temperatura más caliente que las capas inferiores y superiores de la atmósfera.

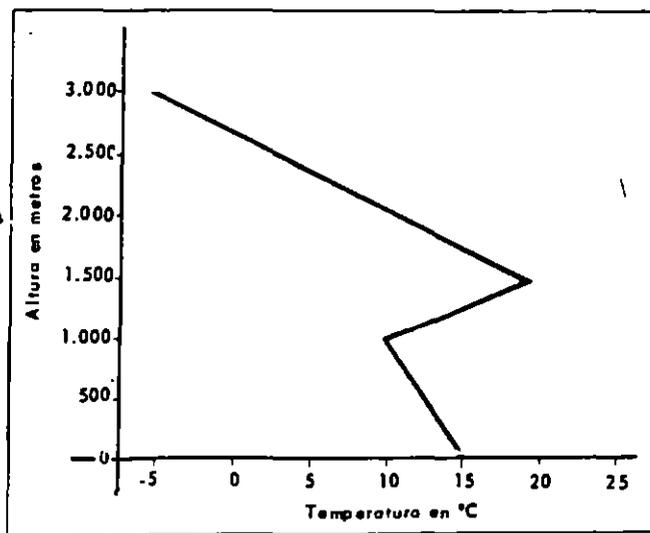
Debido al enfriamiento, las inversiones que se presentan cerca del suelo producen fenómenos de obstrucción a la visión, como: nieblas, neblinas, brumas, calimas, smog y nubes bajas; debido al enfriamiento. El aumento de temperatura con la altura indica que la atmósfera es estable, ya que las inversiones actúan como verdaderas murallas horizontales, que impiden se formen corrientes verticales. Durante el invierno se forman con mayor frecuencia las inversiones al nivel del suelo, sobre todo en las primeras horas del día, debido a que durante toda la noche la tierra pierde parte de su calor y el aire en contacto con ésta se enfría. En el transcurso del día el suelo se va calentando al mismo tiempo que calienta al aire,

uniformándose la temperatura suelo-aire hasta que desaparece la inversión. En las inversiones de altura, los cambios de temperatura registrados en el suelo no afectan a la temperatura de la inversión debido a su altura, por lo que éstas pueden permanecer durante todo un día.



a) Variación normal de temperatura

b) Inversión térmica en superficie



c) Inversión térmica en altura

Figura 22 Inversiones de temperatura

## AUTOEVALUACION

1. Cuando un cuerpo sufre un calentamiento, algunas de sus propiedades físicas se modifican. Mencione algunos ejemplos y describa algunos de los procesos físicos empleados en termometría.
2. Escriba la fórmula de conversión de las temperaturas Fahrenheit en temperaturas Celsius. ¿Cuál es la temperatura Celsius equivalente a una temperatura de  $86^{\circ}\text{F}$ ?
3. Mencionar brevemente los siguientes conceptos:
  - a) Termómetro bimetalico
  - b) Escala de temperatura Kelvin
  - c) Inversiones de temperatura
  - d) Viento catabático
4. ¿Qué entiende por temperatura del aire en superficie?, ¿por qué esta temperatura difiere de la temperatura del suelo?
5. Exponga brevemente la variación diurna de la temperatura del aire en superficie.

## CAPÍTULO IV

### PRESIÓN ATMOSFÉRICA

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos para explicar la presión atmosférica; explicará los tipos de barómetros más usados en meteorología, su operación, ajustes y características, la variación de la presión atmosférica en la horizontal y vertical y, sus aplicaciones en meteorología.

#### INTRODUCCIÓN

La atmósfera está constituida por una mezcla de gases denominada aire, ésta tiene peso y ejerce una presión permanente sobre la superficie de la tierra, objetos, y sobre el mismo hombre que se encuentra inmerso en ella. Está constituida por miles de millones de moléculas y átomos que se agitan a grandes velocidades y chocan unas contra otras golpeando la superficie de la tierra, seres humanos y a todos los cuerpos que se encuentran dentro de ella.

El estudio de la presión atmosférica constituye una parte fundamental de la meteorología. Las diferencias de presión en el seno de la atmósfera son el origen de las grandes corrientes atmosféricas. Los vientos y todos los elementos meteorológicos son ocasionados por esta diferencia de presión.

#### 4.1 NATURALEZA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

El aire es un gas que pesa, propiedad que fue puesta de manifiesto por Galileo cuando introdujo en un recipiente aire comprimido el cual observó que pesaba y procedió a vaciarlo registrando el procedimiento inverso, al hacerse el vacío su peso disminuyó.

En física, la presión atmosférica se define como la fuerza o peso del aire ejercida en una unidad de superficie.

Las moléculas y los átomos de los gases atmosféricos, bombardean a gran velocidad a los cuerpos que se encuentran en contacto con ellos. La fuerza que ejercen por unidad de superficie en el cuerpo se llama presión atmosférica.

La presión atmosférica (peso del aire), no sólo se ejerce de arriba hacia abajo, sino por igual en todas direcciones. Un ejemplo de esto, es el experimento de Magdeburgo, donde se utilizan dos casquetes esféricos de cobre; una vez puestos en contacto y hecho el vacío en su interior, la presión exterior al no ser compensada con la interior, resultaba de tal intensidad que era casi imposible separarlos. Esto se demuestra con el siguiente experimento: se llena un vaso con agua hasta el borde y se coloca una hoja de cartulina cubriendo su boca; si se invierte el vaso con precaución (figura 23) se comprueba que la cartulina continúa fuertemente pegada contra la boca del vaso.

Este experimento comprueba que la presión atmosférica es superior a 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.

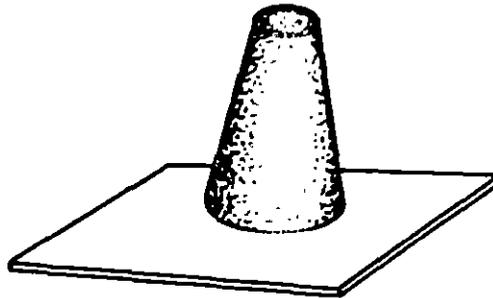


Figura 23 La presión del aire se ejerce en todas direcciones

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 altitud aumenta.

## 4.2 BARÓMETRO DE MERCURIO

El barómetro es el instrumento que permite medir la presión. La palabra barómetro se deriva de las voces griegas "baros" (peso) y "metron" (medida).

En 1643, el científico italiano Torricelli realizó el siguiente experimento: en un tubo de vidrio de 80 cm de longitud, cerrado en uno de sus extremos, llenó de mercurio y lo invirtió, introduciendo la extremidad inferior abierta en un recipiente que contenía mercurio (figura 24).

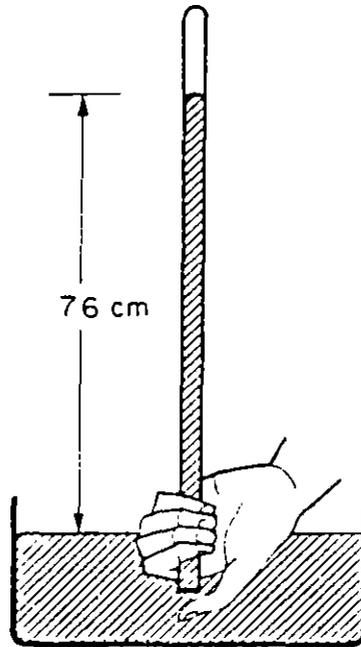


Figura 24 Experimento de Torricelli

Torricelli comprobó que el nivel del mercurio en el tubo bajaba y se estabilizaba a 760 mm., sobre la superficie libre del mercurio contenido en el recipiente. Interpretó este fenómeno así: la atmósfera ejerce una presión sobre la superficie libre del mercurio de la cubeta, y su valor es igual a la presión ejercida por el peso de la columna contenida en el tubo (figura 25). Este fue el primer barómetro de mercurio. La altura vertical de la columna de mercurio no depende de la inclinación del tubo, y el valor de la presión atmosférica puede expresarse en altura de mercurio; sin embargo, esta altura debe corregirse para reducirla a la que tendría en las condiciones normales de temperatura y de aceleración de la gravedad.

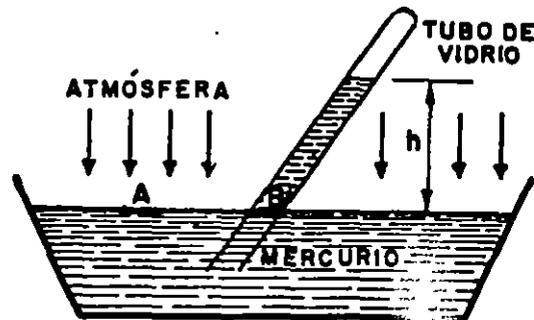


Figura 25 Barómetro de Torricelli

Habitualmente, las estaciones meteorológicas están equipadas con dos tipos de barómetros de mercurio: el barómetro Fortín y el barómetro de cubeta fija (también llamado barómetro del tipo Kew).

Cuando se trata de medir la distancia entre el nivel de la cubeta mercurio y el extremo superior de la columna de mercurio, se presenta el problema de que las variaciones de la altura de la columna de mercurio suponen un cambio de nivel de mercurio en la cubeta, y es necesario corregir estos cambios. Las siguientes soluciones son necesarias:

- a) En el barómetro Fortín, el nivel del mercurio en la cubeta puede variarse 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 llevar a cabo la lectura de presión en un barómetro Fortín, es necesario ajustar primeramente el nivel del mercurio en la cubeta, de forma que este nivel corresponda al cero de la escala, figura 26.

- b) En el barómetro de cubeta fija, la escala grabada sobre el instrumento se construye de forma que compense las variaciones de nivel del mercurio. No hay, por lo tanto, necesidad de ajustar el nivel del mercurio en la cubeta.

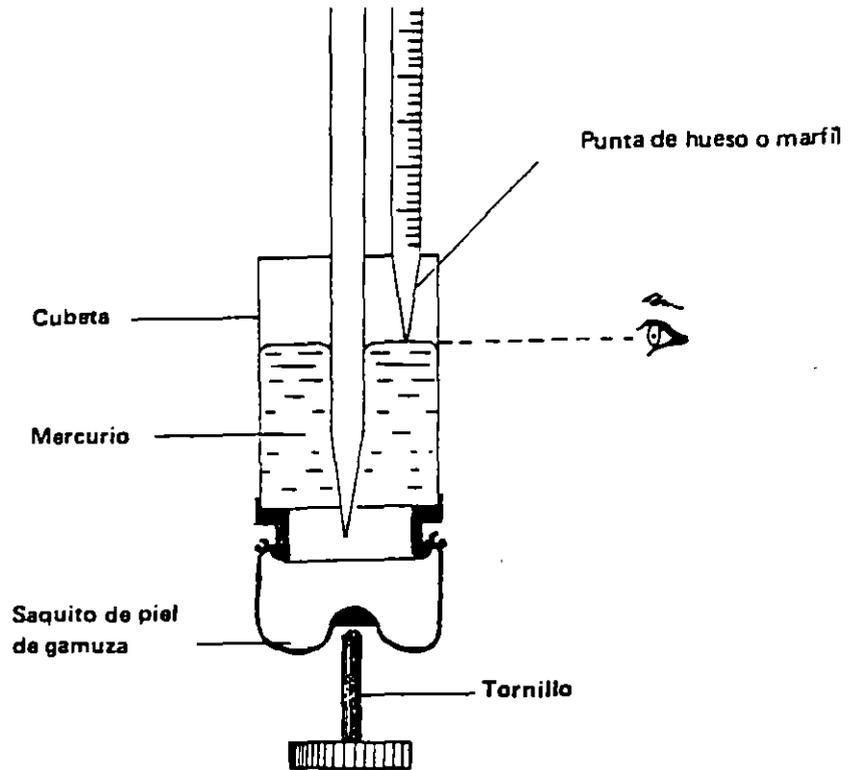


Figura 26 Barómetro Fortín

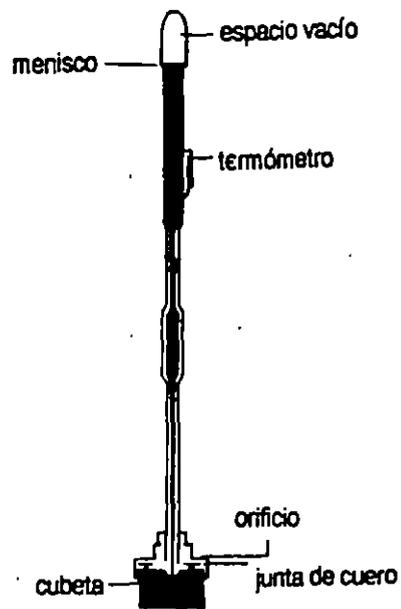


Figura 27 Barómetro tipo Kew

#### 4.3 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 aceleración de la gravedad), es necesario especificar las condiciones normales en las cuales el barómetro debe teóricamente dar las lecturas exactas de la presión. Para las aplicaciones meteorológicas, las escalas de los barómetros de mercurio deben estar graduadas de forma que den directamente las lecturas exactas en unidades normales, cuando el instrumento completo esté sometido a la temperatura normal de 0°C y a la aceleración normal de la gravedad de  $9.80665 \text{ ms}^{-2}$ .

Para que las lecturas barométricas registradas en horas diferentes y en lugares distintos puedan ser comparables, es necesario realizar las siguientes correcciones:

- Corrección del error instrumental
- Corrección de temperatura
- Corrección de la aceleración de la gravedad

##### a) Corrección del error instrumental

Si la graduación de la escala del barómetro es correcta, su lectura debe permitir calcular con exactitud la diferencia de nivel entre las superficies de mercurio en la cubeta y la del extremo opuesto en el tubo. Pero en la práctica, muy a menudo es imposible obtener una fijación o una división exacta de la escala.

Como el mercurio no moja al tubo de vidrio, presenta un menisco convexo (el menisco es la superficie curva que se forma en la extremidad superior del líquido contenido en el tubo); por lo que la fuerza de cohesión entre las moléculas de mercurio es más grande que la fuerza de adhesión entre el vidrio y el mercurio. Por lo anterior, 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. Este es el fenómeno de capilaridad.

Pueden producirse pequeños errores por 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 barómetros de buena calidad, estos errores no exceden de algunas décimas de hPa. La suma de todos ellos constituyen 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 reducirse 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 los trabajos meteorológicos se calibran comparándolos con barómetros patrones de gran precisión. En el primer calibrado, las diferentes partes del barómetro, como el mercurio, la escala, 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, los barómetros llevan colocados un termómetro para indicar la temperatura media de los diversos órganos que componen el instrumento. Este termómetro se llama termómetro unido. Su lectura permite corregir las medidas barométricas reduciéndolas a la temperatura normal de 0°C.

**c) Corrección de la aceleración de la gravedad**

La lectura de los barómetros de mercurio a una presión y a una temperatura dada, depende de la aceleración de la gravedad que, a su vez, varía con la latitud y con la altitud.

Los barómetros se calibran para dar lecturas barométricas exactas con la aceleración normal de la gravedad; o sea:  $9.80665 \text{ ms}^{-2}$ . Para otro valor de la gravedad, los valores de la presión leídos sobre la escala del barómetro deben corregirse. Si el barómetro se utiliza en un sitio fijo, estas correcciones pueden calcularse en una sola tabla. Para obtener la presión al nivel de la estación, es suficiente aplicar una sola corrección: la correspondiente a la temperatura leída en el termómetro fijo del barómetro.

#### 4.4 BARÓMETROS ANEROIDES

El nombre aneroide proviene de la palabra griega "neros" (líquido) y del prefijo negativo "a" (sin). Por lo que contrariamente al barómetro de mercurio, el barómetro aneroide no tiene fluido.

Los barómetros aneroides están constituidos por una o varias cápsulas metálicas. Estas cápsulas son flexibles y están herméticamente cerradas, en su interior se hace vacío completo o parcial. Por la influencia de las variaciones de presión atmosférica, los centros de las dos membranas opuestas de la cápsula barométrica se acercan entre sí. Por ejemplo: al aumentar la presión atmosférica aumenta, las paredes de la cápsula aneroide tienden a acercarse entre sí (figura 28).

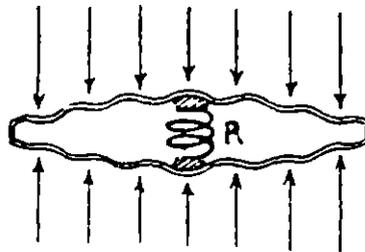


Figura 28 Corte de una cápsula aneroide. R es la muelle o resorte que contrarresta la presión atmosférica

Estos barómetros tienen un sistema de fuertes resortes que impiden a la cápsula aplastarse bajo la acción de la presión atmosférica exterior. Por lo tanto, para una determinada presión, se produce equilibrio entre la tensión del resorte y la fuerza ejercida por la presión exterior (figura 29).

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. Los barómetros aneroides deben calibrarse comparándolos con un barómetro de mercurio. Aunque el barómetro aneroide sea menos exacto, tiene la ventaja sobre el barómetro de mercurio de ser portátil y poco voluminoso, lo que lo hace particularmente práctico para la navegación marítima y para su empleo en campo.

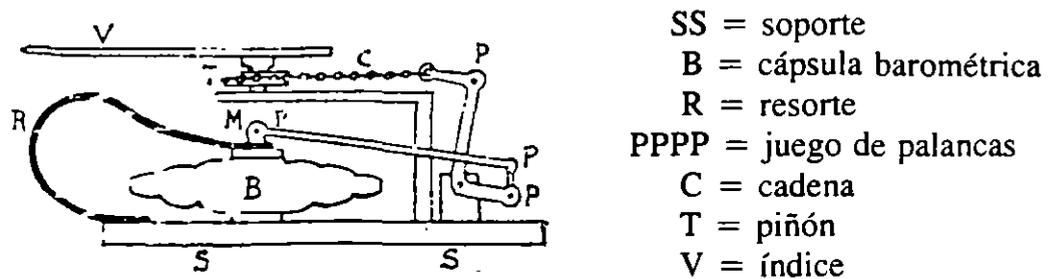


Figura 29 Barómetro anerode

Las causas de los errores en los registros de barómetros aneroides son ocasionados por errores de compensación de temperatura. El debilitamiento del resorte debido al aumento de temperatura, provoca que la presión indicada en el instrumento sea demasiado elevada. En ocasiones se producen errores de elasticidad cuando los barómetros aneroides están sometidos a variaciones rápidas de presión; el instrumento no indica inmediatamente la presión correcta. Este retraso se llama histéresis y, puede pasar un lapso considerable de tiempo antes de que la diferencia entre el valor leído en el barómetro y la presión verdadera sea despreciable.

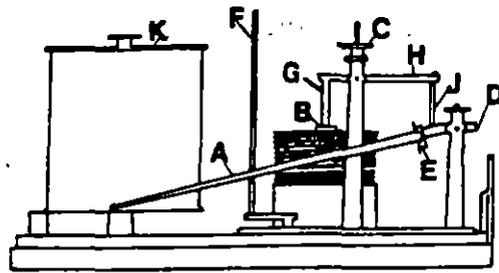
Otras causas son las modificaciones lentas de las propiedades del metal de la caja anerode. Estas modificaciones, llamadas seculares, y sólo se pueden calcular comparándolo periódicamente con un barómetro patrón.

Los barómetros aneroides son de dos tipos:

- a) Barómetros aneroides de medición instantánea
- b) Barómetros de registro denominados (barógrafos)

Los barógrafos son barómetros registradores que proporcionan registros continuos de la presión atmosférica, en un determinado intervalo de tiempo. El elemento sensible está constituido generalmente por un dispositivo anerode.

Los barógrafos están formados por una serie de cápsulas aneroides colocadas una a continuación de otra, de manera que sus deformaciones se suman y comunican 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 sobre un tambor; este 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 (figura 30).



- A - Brazo portapluma
- B - Cápsula
- C - Tornillo de ajuste del punto cero
- D - Varilla de transmisión
- E - Sistema de ampliación y fijación del brazo portapluma
- F - Ranura para separar la pluma
- G - Sistema de palancas
- H - Sistema de transmisión
- J - Sistema de palancas
- K - Escala con movimiento de relojería

Figura 30 Esquema de un barógrafo

#### 4.5 UNIDADES DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA

El experimento de Torricelli propició una forma de medir la Presión atmosférica, expresándola por medio de una unidad de longitud (milímetro o pulgada de mercurio). Esta longitud representa la altura que alcanza la columna barométrica en un lugar; es decir, la altura del mercurio que equilibra el peso de la atmósfera. Por otro lado, si se considera una columna de mercurio de un centímetro cuadrado de sección, al nivel medio del mar, esta columna alcanzaría una altura de 76 cm. aproximadamente, y como la densidad del mercurio a 0 °C de temperatura es de 13.6 g/cm<sup>3</sup>, el peso es igual a:  $V \times \rho = 76 \times 13.6 = 1033.6 \text{ g}$ .

Donde:  $V$  = Volumen de la columna barométrica

$\rho$  = Densidad del mercurio a 0° C de temperatura

El gramo es una unidad de peso, depende de la gravedad en cada punto de la tierra. En la Conferencia de Unidades de Medida, celebrada en Copenhague en 1929, se decidió que la presión atmosférica debía de medirse en unidades más racionales. Por ello, se adoptó una unidad denominada baria, tomada del sistema C.G.S., que se define como la presión que ejerce una dina por centímetro cuadrado (la dina es la unidad c.g.s. de fuerza, que imprime a un gramo masa la aceleración de 1 cm por segundo en cada segundo). Como el valor de la baria es muy pequeño (aproximadamente 1 mg/cm<sup>2</sup>), se recurre al empleo práctico de sus múltiplos, llamados bar y milibar.

El bar equivale a un millón de dinas por centímetro cuadrado (barias); como es una unidad muy grande se recurre al empleo de un submúltiplo de esta unidad, el milibar; la cual es una unidad internacional de presión que se define como la presión que ejercen 1000 dinas por centímetro cuadrado (barias).

Actualmente en meteorología se emplea como unidad de medida de la presión atmosférica el hectopascal que es igual a un milibar.

La altura de la columna de mercurio varía con la temperatura del mercurio y su peso está en función del valor de la aceleración de la gravedad en el lugar de observación. Por lo tanto, y con el fin de hacer las observaciones comparables entre sí, se reduce 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 ( $0^{\circ}\text{C}$ ) y como valor normal de la aceleración de la gravedad la constante  $g = 9.80665 \text{ m.s}^{-2}$ .

Si en estas condiciones normales la presión atmosférica puede equilibrar el peso de una columna de mercurio de 760 mm. de altura, la presión es igual a una atmósfera normal. Esta presión es equivalente a 1013.250 hPa. Por lo tanto, en condiciones normales se tiene que una altura de 760 mm. de mercurio es equivalente a 1013.250 hpa., y que 1 mm. de mercurio equivale a 1.333224 hPa. Esta unidad se llama milímetro de mercurio normal.

La conversión de milímetros en milibares puede efectuarse en la práctica sabiendo que:

$$\begin{aligned} 1 \text{ hPa} &= 3/4 \text{ mm} \\ 1 \text{ mm} &= 4/3 \text{ hPa} \end{aligned}$$

Para convertir hectopascales a milímetros, se multiplica la presión en hPa por 3 y el resultado se divide entre 4, obteniendo la presión en mm.

$$1013.2 \times 3 = 3039.6 \div 4 = 760 \text{ mm.}$$

Para pasar de milímetros a hectopascales, se multiplica la presión en milímetros por 4 y el resultado se divide entre 3, obteniendo la presión en hPa.

$$760 \times 4 = 3039.6 \div 3 = 1013.2 \text{ hPa.}$$

#### 4.6 VARIACIÓN DIARIA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica varía continuamente en un mismo lugar; estas variaciones pueden ser regulares o irregulares. Las variaciones irregulares son ocasionadas por el paso de los sistemas de presión y por su desarrollo o debilitamiento. Las variaciones regulares tienen períodos variados. La oscilación regular más importante tiene un período de 12 horas, por esta razón se le conoce también a esta variación con 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 misma, que finalmente se traducen en oscilaciones de presión.

La atmósfera posee un período natural oscilación de 12 horas. 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 10:00 y 22:00 horas local, mientras que las mínimas se producen a las 04:00 y 16:00 horas local; a esta variación de la presión atmosférica se le conoce también como marea barométrica (figura 31). La variación semidiurna de la presión es un fenómeno bastante complejo. Las oscilaciones no son completamente simétricas y varían considerablemente de un sitio a otro; aunque tienen poca influencia sobre los otros factores meteorológicos, hay que considerarlas 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 las latitudes más altas.

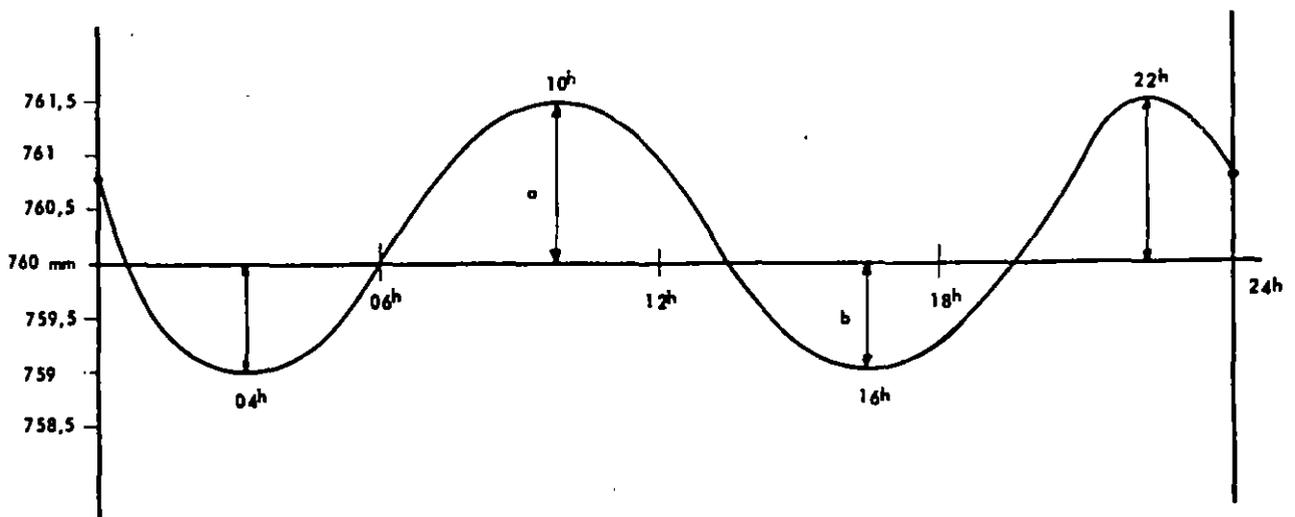


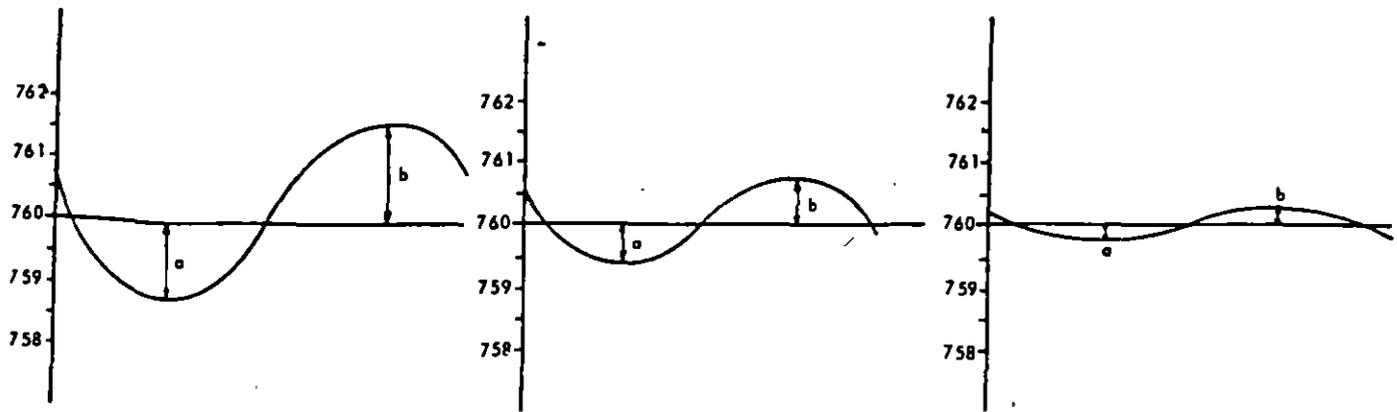
Figura 31 Variación diurna de la presión atmosférica (marea barométrica).

La ausencia de las variaciones diarias de la presión atmosférica, indican la presencia de áreas de baja o alta presión bien definidos, o de otras perturbaciones atmosféricas. En las latitudes medias y altas, es 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 estableciendo la media horaria de las presiones durante períodos largos, con el fin de eliminar las variaciones de presión ocasionadas por las perturbaciones atmosféricas.

#### 4.7 AMPLITUD BAROMÉTRICA

Se define como la diferencia máxima de presión registrada a lo largo del día. En la figura 31, será la suma de los segmentos a y b. La amplitud se expresa en cualquiera de las unidades de presión.

La amplitud barométrica es inversamente proporcional a la latitud geográfica, por lo que en los polos prácticamente no existe variación a lo largo del día (figuras 32); al aumentar de latitud disminuye la amplitud de la curva.



- a) En el Ecuador y proximidades      b) En Latitudes medias      c) En los polos y proximidades

Figura 32 Amplitud barométrica

## 4.8 GRADIENTE DE PRESIÓN

Las presiones observadas simultáneamente en la mayoría de las estaciones se reducidas al nivel medio del mar y se transcriben en mapas básicos en los que se trazan isobaras.

Algunas isobaras rodean áreas de altas presiones, mientras que otras encierran regiones de baja presión (figura 33). En este ejemplo, la diferencia de presión entre isobaras consecutivas es de 2 hpa.

En algunas zonas, las isobaras están muy juntas unas de otras, lo que significa que si se cortan las isobaras perpendicularmente desde las altas hacia las bajas presiones, la disminución de la presión es rápida. Esto puede compararse con el descenso en una pendiente fuerte o de una rampa muy inclinada.

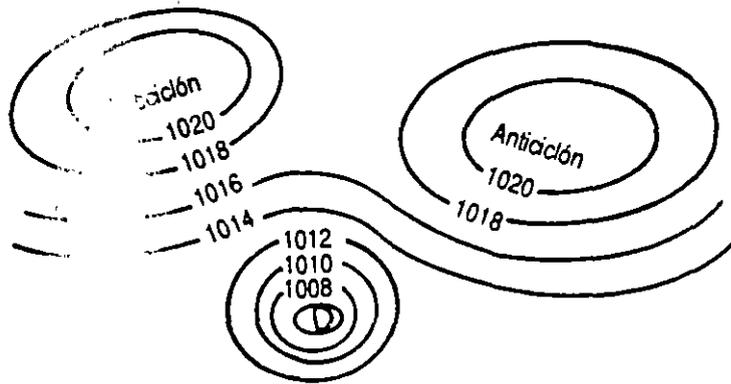


Figura 33 Mapa sinóptico de presión al nivel medio del mar

El gradiente de presión es un vector perpendicular a las isobaras, dirigido hacia las bajas presiones y cuya intensidad es igual a la variación de la presión en función de la distancia (figura 34). El gradiente de presión es fuerte cuando las isobaras están muy juntas entre sí; por el contrario, es débil cuando las isobaras están muy separadas.

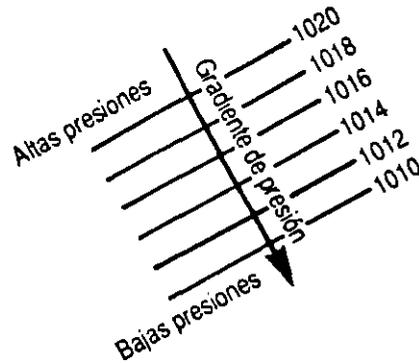


Figura 34 Gradiente de presión

El gradiente de presión es muy importante en la determinación de la fuerza del viento. El tiempo está influenciado directamente por la diferencia de presión que existe entre el lugar de observación y otras estaciones vecinas. El cálculo del gradiente horizontal de presión según se desprende de la definición es:

$$G = \frac{\Delta P}{\Delta d}$$

El gradiente horizontal de presión es directamente proporcional a la diferencia de presiones, e inversamente proporcional a la distancia entre isobaras.

#### 4.9 VARIACIÓN DE LA PRESIÓN CON LA ALTITUD

La presión atmosférica al nivel de 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 superior de la atmósfera. A medida que se asciende, la presión desciende al disminuir la altura de la columna de aire que se encuentra sobre el observador. Por ejemplo: cerca de la superficie terrestre la presión es 1000 hPa, mientras que a 5500 metros de altitud disminuye a la mitad, 500 hPa. El cuadro 2 indica la distribución media de la presión a grandes altitudes.

El grado de descenso de la presión con la altitud no es constante; cerca del nivel medio del mar, la presión disminuye un hectopascal cuando se asciende 8.5 metros. Cerca de los 5500 metros de altitud, es necesario ascender 15 metros para obtener el mismo descenso de presión; a altitudes superiores, es necesario un desnivel mayor para que el barómetro marque la misma disminución. Estos valores son aproximados, debido a que la temperatura influye también en el descenso de la presión con la altitud.

## CUADRO 2

## VARIACIÓN DE LA PRESIÓN CON LA ALTITUD

ALTITUD (en kilómetros)	PRESIÓN (en hectopascales)
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

La disminución de la presión con la distancia vertical es muy notable en personas que provienen de lugares situados casi al nivel medio del mar, y que llegan a localidades situadas a alturas considerables como la Ciudad de México o La Paz, Bolivia; se les dificulta la respiración, registran fatiga, y sienten que sus energías no son suficientes para mantener el ritmo respiratorio normal.

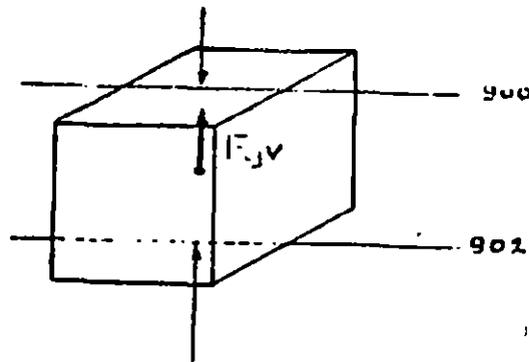


Figura 35 Fuerza del gradiente vertical de presión

La diferencia de presiones en la vertical, provoca que las partículas estén sometidas a la acción de una fuerza vertical ascendente, (fuerza de gradiente vertical de presión (figura 35)). Al considerar el peso de las partículas de aire, puede ocurrir que: a) el peso de la partícula sea de la misma magnitud que la fuerza de gradiente de presión, por lo que la partícula se mantiene en equilibrio hidrostático permaneciendo sin movimiento vertical; b) el peso de la partícula sea menor que la fuerza de gradiente vertical de presión, con lo que la partícula registra un movimiento ascendente; y c) el peso de la partícula sea mayor que la fuerza de gradiente vertical de presión, registrando un descenso la partícula.

El peso de las partículas es directamente proporcional a su densidad. Las partículas de aire de igual volumen pero de diferente densidad que son apartadas de su lugar inicial por una fuerza, se mueven concentrándose las de densidad mayor en la parte inferior y las de menor en la parte superior. La estratificación resultante de la búsqueda de equilibrio hidrostático de las partículas, determina que la presión no varíe en la misma razón por unidad de distancia vertical en la troposfera, que como varía por unidad de distancia vertical en la ionosfera (figura 36).

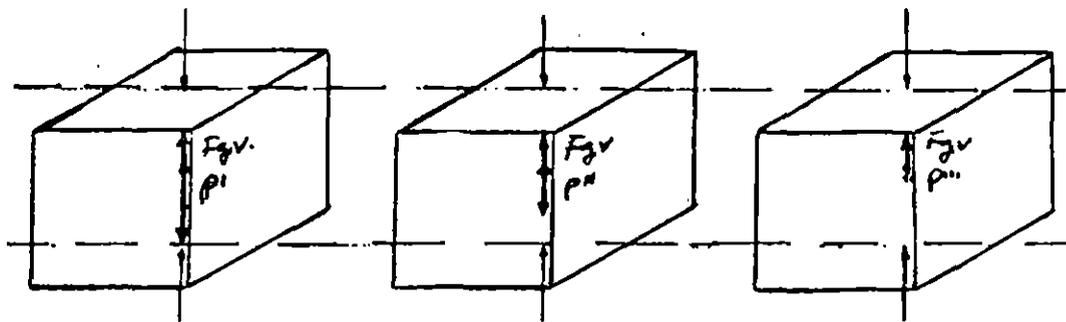


Figura 36 Movimiento vertical de una partícula

Las variaciones de la presión atmosférica afectan directamente las fases de vuelo de los aviones, y especialmente al peso máximo con que puede despegar. Como la presión es función inversa de la altitud, cuanto más elevado es un aeropuerto, menor será su presión. Los efectos inmediatos que se infieren al despegar de un aeropuerto en el que existe presión baja, son los siguientes:

- Es necesario mayor velocidad para lograr el despegue y el aterrizaje (aire poco denso).

- Durante el ascenso la velocidad de subida es menor y aumenta la velocidad de pérdida (mínima velocidad a la que el avión puede mantenerse en vuelo).
- Se requiere mayor longitud de pista para alcanzar la velocidad mínima de despegue.

Los anteriores efectos desfavorables son provocados porque al ser más baja la presión atmosférica, también es baja la densidad del aire, teniendo el avión que forzar su potencia para poder mantenerse en vuelo.

#### 4.10 REDUCCIÓN DE LA PRESIÓN A LOS NIVELES NORMALES

El registro de la presión deducida de la lectura de un barómetro en la estación (después de las correcciones), se llama presión de la estación. Con el fin de poder comparar las observaciones barométricas realizadas en estaciones situadas a diferentes altitudes, es necesario reducirlas a un mismo nivel de referencia. 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 suposición de que una columna vertical de aire ficticia que atraviesa desde el nivel de la estación al nivel medio del mar, como se muestra en la figura 37.

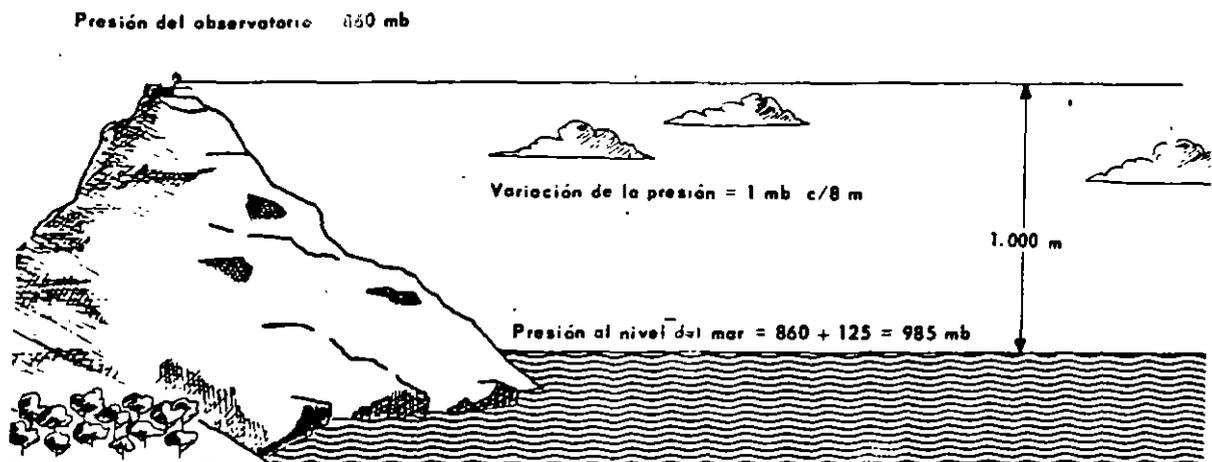


Figura 37 Reducción de la presión al nivel medio del mar

Para calcular la presión al nivel medio del mar es necesario 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 y su peso está en función de su densidad, que a su vez, depende de la temperatura del aire de la columna. Si esta temperatura aumenta, el aire es menos denso, y por lo tanto, disminuye el peso del aire que se tiene 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 de esta columna de aire ficticio; sólo se pueden hacer hipótesis. Algunos países emplean la temperatura del aire observado 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 altitud, la Organización Meteorológica Mundial recomienda un método que figura en la "Guía de Instrumentos y Prácticas de Observación" (Publicación N°8 de la OMM).

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 los mapas sinópticos de presión al nivel medio del mar. El término "sinóptico" procede de las palabras griegas "syn" (conjunto) y "opsis" (vista), (vista de conjunto). Numerosas estaciones miden la presión simultáneamente, luego la reducen al nivel medio del mar y los valores obtenidos se inscriben sobre mapas sinópticos. En algunas regiones de Africa y del continente antártico, las estaciones meteorológicas están situadas a más de 1000 metros de altitud. 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 mapas sinópticos relativos a estos niveles de presión.

#### 4.11 ALTIMETRÍA

La altimetría es la medida de las distancias verticales, por lo que es conveniente iniciar con la definición de algunas de ellas.

- Elevación: Distancia vertical de un punto o de un nivel que se encuentra fijo en la superficie terrestre, medida desde el nivel medio del mar.

- **Altitud:** Distancia vertical de un punto, nivel u objeto, considerado como punto, medida desde el nivel medio del mar.
- **Altura:** Distancia vertical de un punto, nivel u objeto, considerado como punto, medida desde un nivel especificado con anterioridad.

La figura 38 muestra la utilización de estos términos; el ejemplo que se presenta es el de una aeronave en vuelo y un punto especificado sobre la superficie terrestre.

Existe una estrecha relación entre la presión atmosférica y la altitud; esta relación se utiliza en aviación para determinar la altitud de vuelo de las aeronaves. El instrumento que se utiliza para determinar distancias verticales es el altímetro barométrico, que es un barómetro aneroide en el que la graduación de presión es reemplazada por una escala graduada directamente en altitudes.

La presión en la superficie de la Tierra es igual al peso por unidad de superficie de la columna vertical del 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.

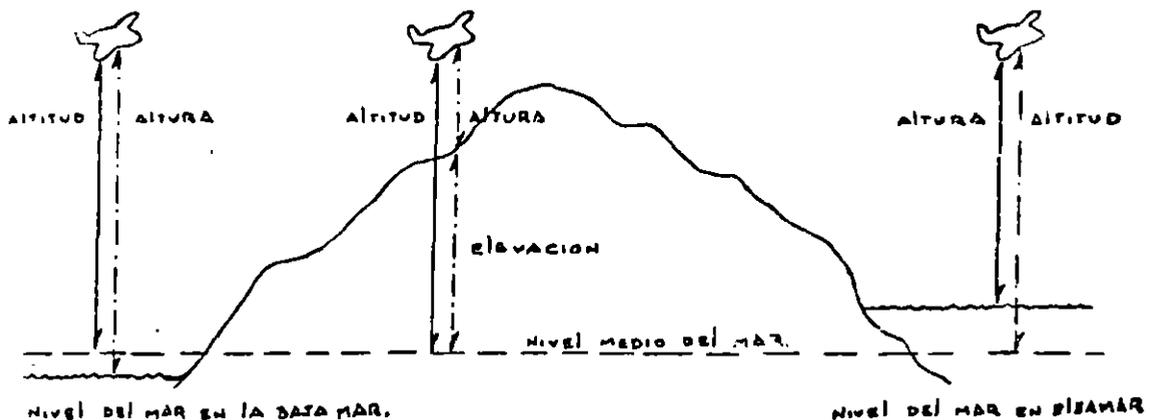


Figura 38 Distancias verticales

Las variaciones de temperatura con la altitud crean dificultades en las situaciones de altimetría. La altimetría analiza la medida de las altitudes con la ayuda de los barómetros aneroides (altímetros).

Por esta razón, es aconsejable suponer una atmósfera convencional en que las variaciones de la temperatura con la altitud sean conocidas. Esta atmósfera es conocida con el nombre de atmósfera tipo de la OACI. En la práctica, existen ligeras diferencias entre la atmósfera real y la hipotética. Es posible ajustar los altímetros de manera que indiquen altitudes exactas.

#### 4.12 ATMÓSFERA TIPO DE LA OACI

La Organización de Aviación Civil Internacional (OACI), adoptó a partir del 7 de noviembre de 1952 una atmósfera convencional definiéndola como atmósfera tipo o estándar, en la que a cada valor de altitud le corresponde solamente un valor de presión, un valor de temperatura, y un valor de densidad. En la atmósfera tipo, a diferencia de lo que ocurre en la atmósfera real, los valores de presión, temperatura y densidad asociados con cada valor de altitud, permanecen constantes con el tiempo; sus características pueden servir de base para el establecimiento de escalas altimétricas. El cuadro 3 indica algunas de sus características. En esta atmósfera se han admitido las hipótesis siguientes:

- El aire se comporta como un gas perfecto y absolutamente seco.
- La aceleración de la gravedad no cambia con la altura.
- La temperatura del aire al nivel medio del mar es de  $15^{\circ}\text{C}$  ó  $59^{\circ}\text{F}$ .
- La variación de la temperatura con la altura es de  $0.65^{\circ}\text{C}/100$  metros, hasta la tropopausa.
- En la tropopausa la temperatura es de  $-56.5^{\circ}\text{C}$ .
- La presión al nivel medio del mar es de 760 mm Hg ó 1013.25 hPa.

En la estratosfera inferior, la atmósfera es isoterma hasta la altitud de 20 km. Posteriormente se supone que el gradiente de temperatura es negativo y la temperatura aumenta  $1.0^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. Para los fines de la aviación no es necesario definir la atmósfera tipo por encima de 32 km.

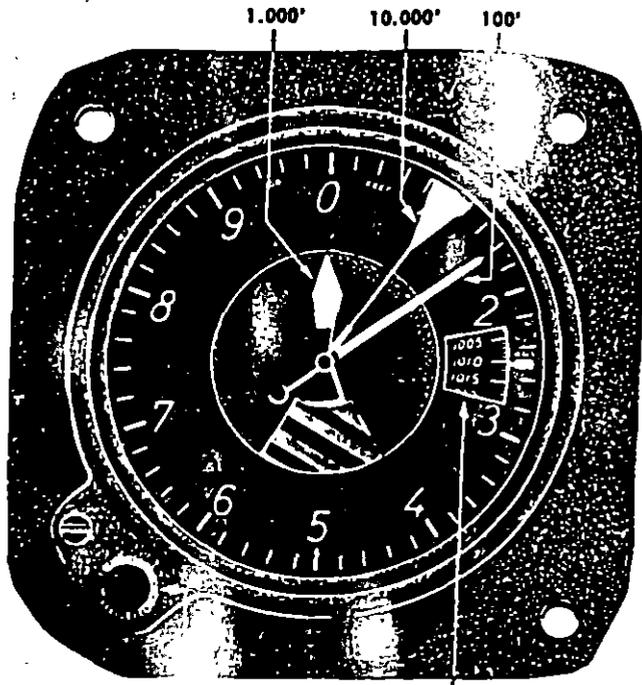
El elemento fundamental de los altímetros es una cápsula metálica sensible a las variaciones de la presión atmosférica. La cápsula se contrae o se expande de acuerdo a los aumentos o disminuciones de la presión atmosférica. Estos movimientos de contracción o expansión se transmiten a través de un juego de

de palancas a una aguja indicadora que marca la altitud en una atmósfera estándar. Los altímetros tienen una abertura llamada ventana Kollsman, para ajustar el altímetro a la presión que se desee (figuras-39a y 39b).

CUADRO 3

CARACTERÍSTICAS DE LA ATMÓSFERA TIPO

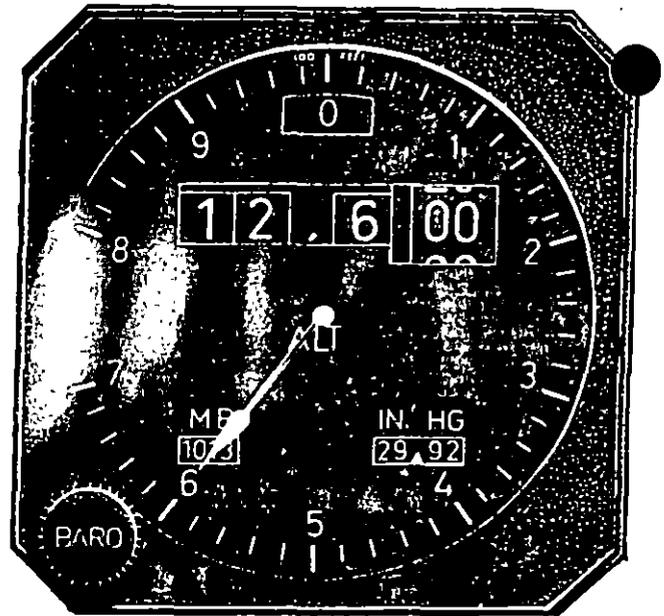
ALTITUD APROXIMADA (km)	PRESION (hPa)	TEMPERATURA (°C)	GRADIENTE DE TEMPERATURA (°C por km)
0	1013.25	15.0	6.5
1	898.74	8.5	6.5
3	701.08	-4.5	6.5
6	471.81	-24.0	6.5
11	226.32	-56.5	6.5
20	54.75	-56.5	6.5
32	8.68	-44.5	6.5



Mando de ajuste  
ventana Kollsman

Ventana Kollsman

a) Altímetro de tres agujas



b) Altímetro de tambor

Figura 39 Altímetros aneroides

Cuando se introduce una presión en la ventana Kollsman, es como si esta presión fuese el origen o nivel cero para las mediciones de altitud.

Un ejemplo que aclara lo anterior es el siguiente: Si se pone en la ventana 1013.2 hPa, se empieza a contar desde esta presión, y por lo tanto, todos los puntos de 1013.2 hPa, tendrán 0 de altitud. Si se ajusta el altímetro a 900 hpa, todos los puntos de este valor de presión tendrán un valor 0 de altitud. Con el primer caso, si se vuela a un punto de 700 hPa, el altímetro marca 3,000 metros ó 10,000. pies.

El altímetro está sujeto a correcciones o ajustes. Las correcciones o ajustes altimétricos son los valores de presión que se colocan en la subescala de presiones de un altímetro aneroide, para que sus manecillas indiquen su distancia vertical, al nivel de referencia al que corresponde ese valor de presión.

Las correcciones o valores altimétricos son:

- Q F E: Presión de la estación.
- Q N H: Presión reducida al nivel medio del mar. Esta corrección es llamada reglaje altimétrico.
- Q N E: Presión de la atmósfera tipo (1013.25 hPa).

#### 4.13 SUPERFICIES ISOBÁRICAS

Las superficies isobáricas son superficies espaciales que tienen la misma presión atmosférica en un mismo instante. Estas, serían concéntricas a la Tierra si la atmósfera se mantuviera en equilibrio, pero como no sucede así, las superficies isobáricas no son paralelas a la superficie, sino que registran inclinaciones con respecto al suelo. Las superficies isobáricas son identificadas a través de observaciones de sondeo atmosférico; analizando estas observaciones se determinan las superficies del espacio que poseen la misma presión.

#### 4.14 ISOBARAS

Las isobaras son las líneas que unen puntos de igual presión atmosférica. En análisis sinópticos, las observaciones deben realizarse en momento dado y referirse a un nivel especificado con anterioridad, en este caso el nivel medio del mar. Se tiene que tener las siguientes precauciones en el trazado de mapas meteorológicos:

- Las isobaras y/o las superficies isobáricas nunca se cortan.
- Su trazado debe ser suave y no mostrando extraños exagerados.

Las isobaras se trazan en incrementos fijos de presión de 2, 3, 4, 5 y 8 hPa., tomando como nivel de referencia 1000 hPa.

#### 4.15 ISALOBARAS

Las isalobaras son líneas que unen puntos de igual cambio de presión atmosférica en períodos de 3 ó 24 horas; normalmente se trazan de hPa en hPa o de dos en dos hPa. Se dibujan en color azul cuando la presión ha subido en las últimas 3 ó 24 horas (positivo), en rojo cuando la presión ha bajado en las últimas 3 ó 24 horas (negativo) y en negro cuando no existe variación.

El trazado de estas líneas tienen un alto grado de interés en la elaboración de pronósticos meteorológicos, para observar la tendencia en la evolución de los sistemas de presión o en la localización de sistemas frontales.

#### 4.16 SISTEMAS ISOBÁRICOS PRINCIPALES

Los sistemas isobáricos están constituidos por líneas isobaras cerradas. Los principales sistemas isobáricos son áreas de baja o alta presión.

##### ▣ ALTA PRESIÓN

Los sistemas isobáricos de alta presión son sistemas de líneas isobaras cerradas con una configuración irregular; la presión crece desde el exterior hacia el centro. Los vientos en estos sistemas circula en el sentido de las agujas de un reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur. Estos sistemas se clasifican en:

- Anticiclones fijos o estacionarios

Son sistemas muy amplios en donde las isobaras están muy separadas, especialmente cerca del centro; producen buen tiempo en las zonas donde se encuentran. Estos sistemas se representan con una "A" o con "H" colocada en su centro. En México se suelen indicar por una "A". En EUA se indica por una "H" (figura 40).

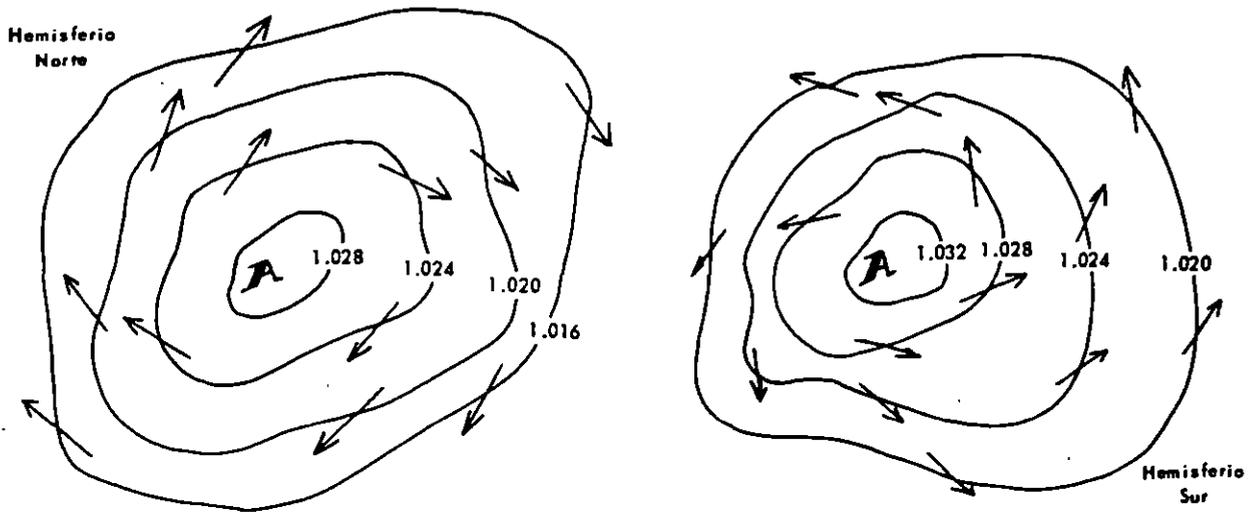


Figura 40 Anticiclón fijo o estacionario

- Anticiclón móvil o migratorio

Están constituido de la misma forma que los estacionarios, diferenciándose en que ocupan menos extensión horizontal y se mueven con la circulación atmosférica. Suelen separar dos familias de depresiones frontales y están formados de aire muy frío.

- Areas de alta presión

Las áreas de alta presión son áreas que no están bien definidas y no presentan un único centro de alta presión, sino varios (figura 41).

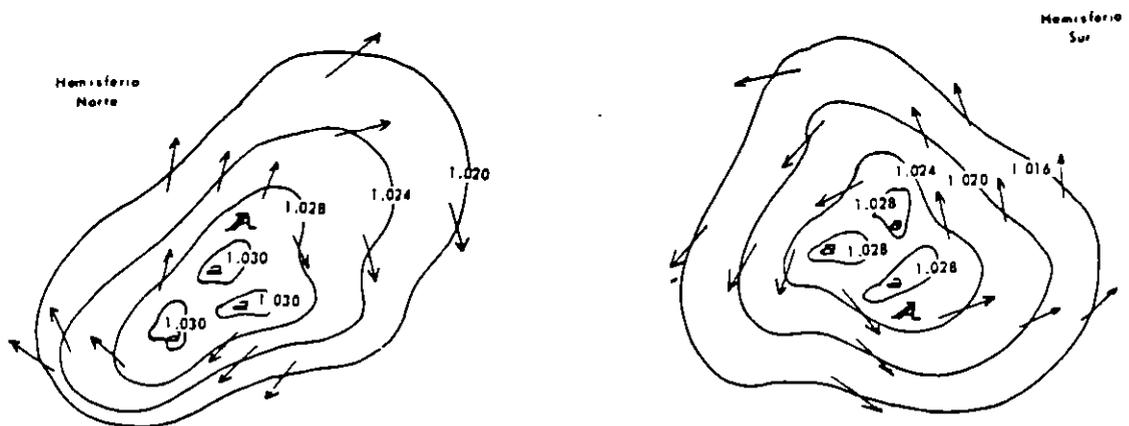


Figura 41 Areas de alta presión

## ■ BAJA PRESIÓN

Los sistemas de baja presión son sistemas constituidos por isobaras cerradas concéntricas, donde la presión disminuye de la periferia hacia el centro y se registra la mínima presión. Los vientos fluyen en sentido contrario a las manecillas del reloj en ambos hemisferios. Estos sistemas se clasifican en:

### ● Depresión

Este sistema es conocido como baja; es un sistema que ocupa poca extensión comparado con los anticiclones. Estos sistemas isobáricos se subdividen en: depresiones frontales, ciclones tropicales y térmicas. En el mapa del tiempo, las depresiones frontales y térmicas se identifican rápidamente porque se representan con una "B" o una "L". En México las depresiones o bajas son identificadas con una "B" y en EUA con una "L" (figura 42).

Los ciclones tropicales son identificados por un símbolo que caracteriza a la baja tropical de acuerdo a su intensidad.

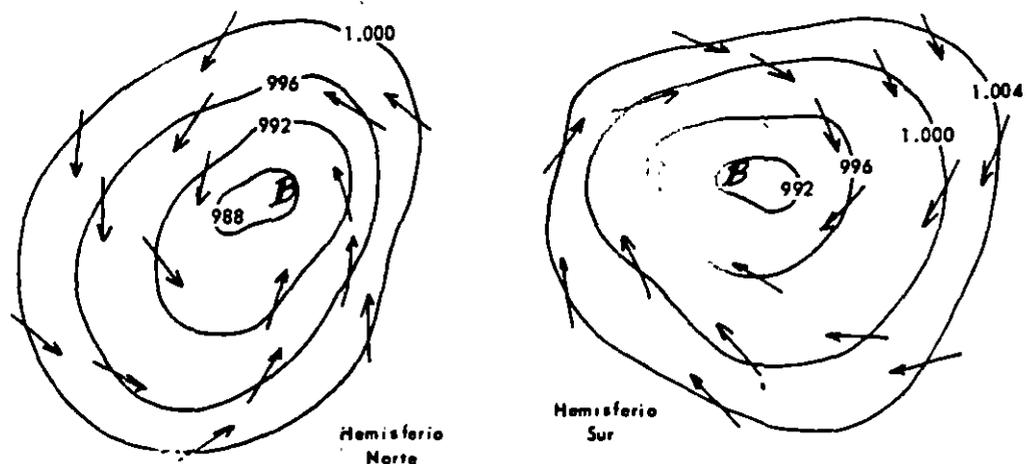


Figura 42 Depresión

- Depresión secundaria

Las depresiones secundarias son áreas de reducida dimensión y de baja presión, que acompañan a otras áreas de baja presión primaria, con las cuales tienen una isobara en común (figura 43).

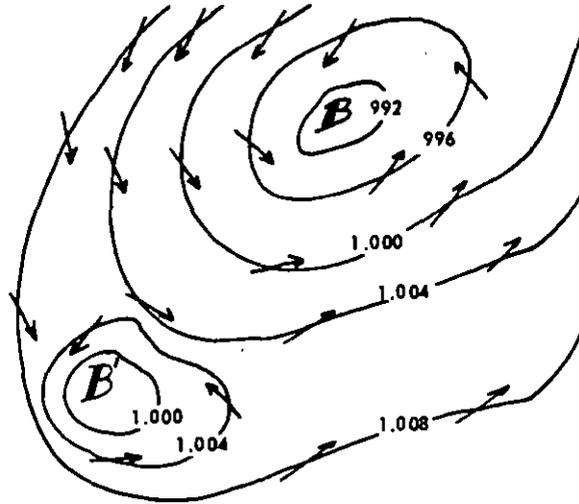


Figura 43 Depresión secundaria

- Area de baja presión

Estas áreas son regiones de baja presión en las que no existe un centro único, sino varios (figura 44).

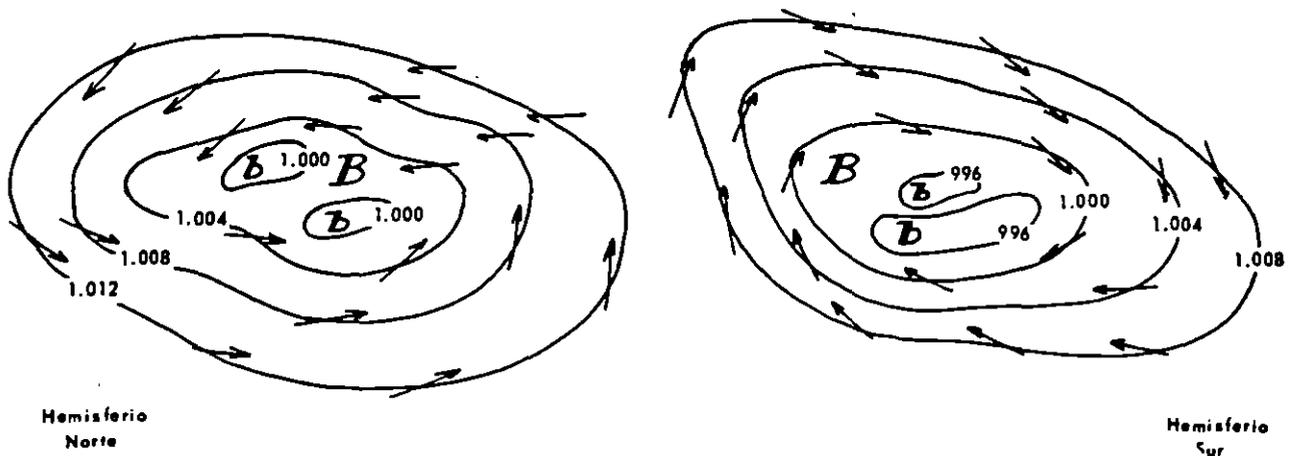


Figura 44 Area de bajas presiones

#### 4.17 FORMAS ISOBÁRICAS SECUNDARIAS

Estas áreas surgen como consecuencia de la elongación de los sistemas de presión principales o primarios. Estas zonas poseen una circulación ciclónica o anticiclónica, según sea el tipo de área que se presente.

Las formas isobáricas con circulación ciclónica son:

- **Vaguada**

La vaguada es una elongación de un sistema de baja presión, donde las isobaras adoptan la forma de una "V" (figura 45). Se puede definir como la línea a lo largo de la cual las isobaras cambian de dirección, siendo precisamente esta línea en donde se registra la presión más baja y que coincide con la inflexión de las isobaras.

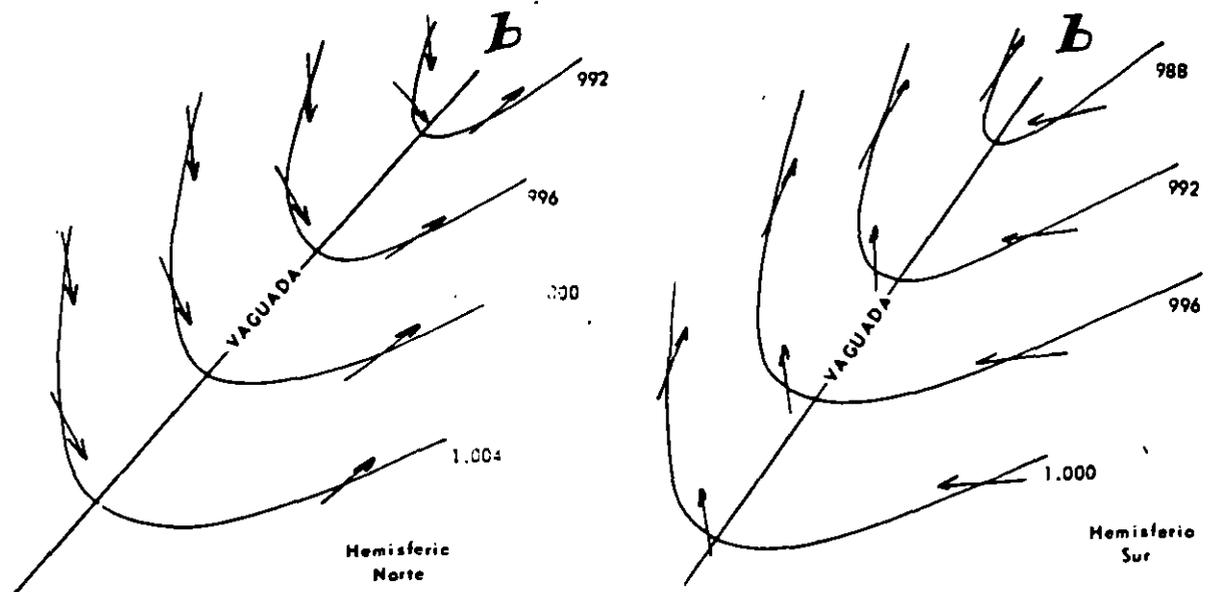
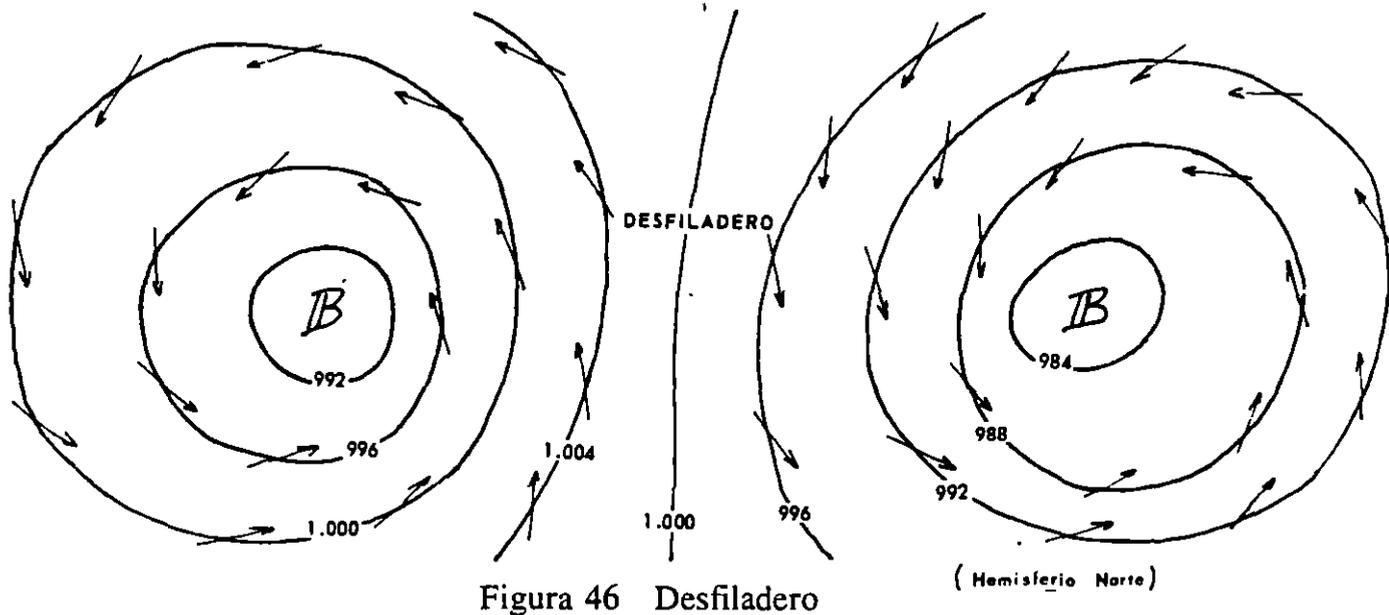


Figura 45 Vaguada

- **Desfiladero**

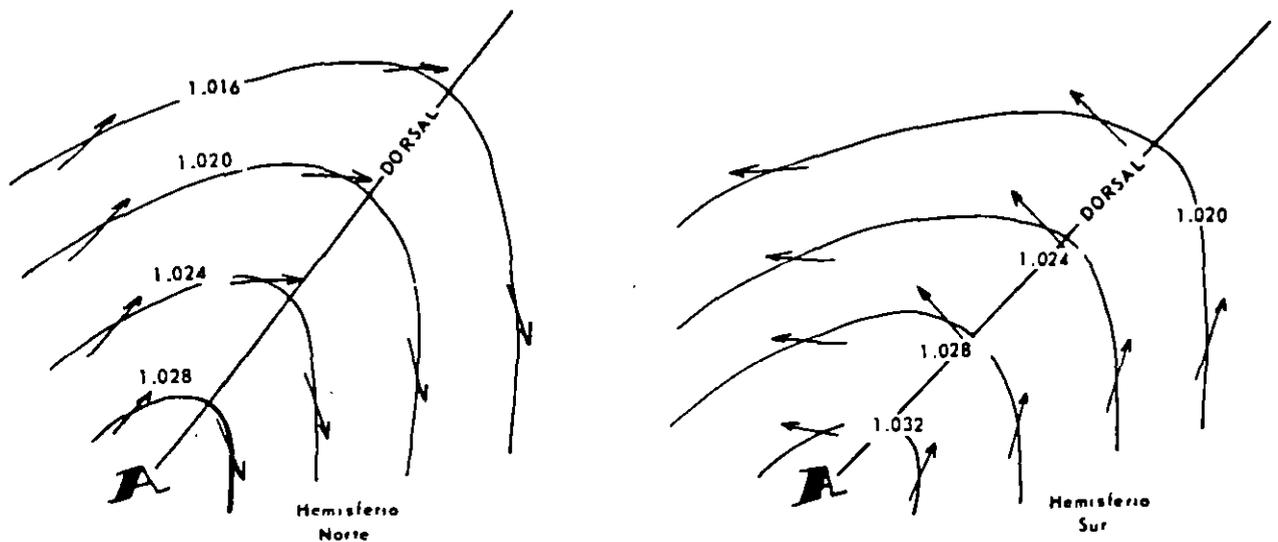
Zona de bajas presiones que se extiende entre dos bajas presiones (figura 46).



Las formas isobáricas con circulación anticiclónica son:

- Dorsal

La dorsal es una elongación de un anticiclón, constituido por isobaras en forma de "U". Es una línea a lo largo de la cual las isobaras cambian de dirección, siendo en esta línea donde se registra la presión más alta. Esta formación isobárica es conocida también con el nombre de cuña (figura 47).



- **Puente anticiclónico**

El puente anticiclónico es una región de alta presión que une dos anticiclones (figura 48).

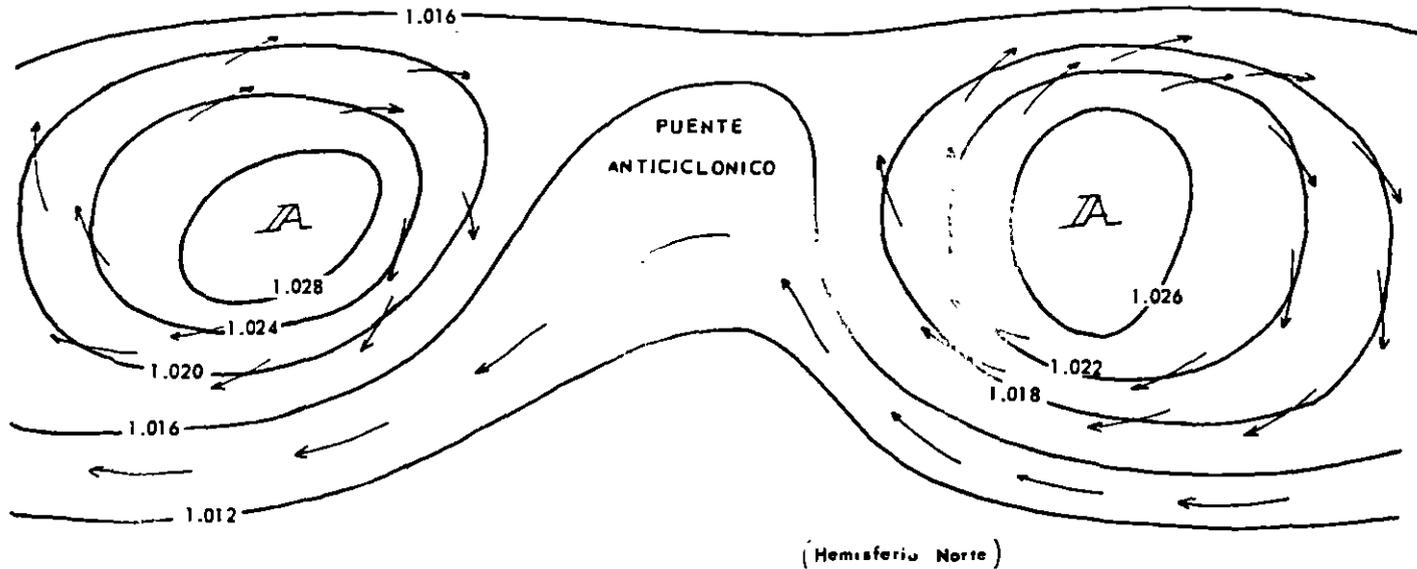


Figura 48 Puente anticiclónico H.N.

Formas isobáricas que no tienen circulación o anticiclónica:

- **Pantano barométrico**

Es la región localizada entre dos isobaras del mismo valor, donde el gradiente de presión es muy débil o prácticamente nulo (figura 49).

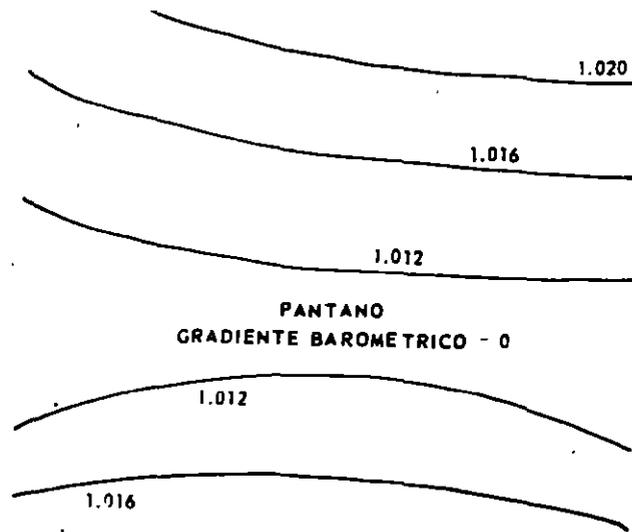


Figura 49 Pantano barométrico

- Punto neutro

El punto neutro es el área comprendida entre dos formaciones de alta y dos bajas presiones. También es conocido con el nombre de collado o silla de montar (figura 50).

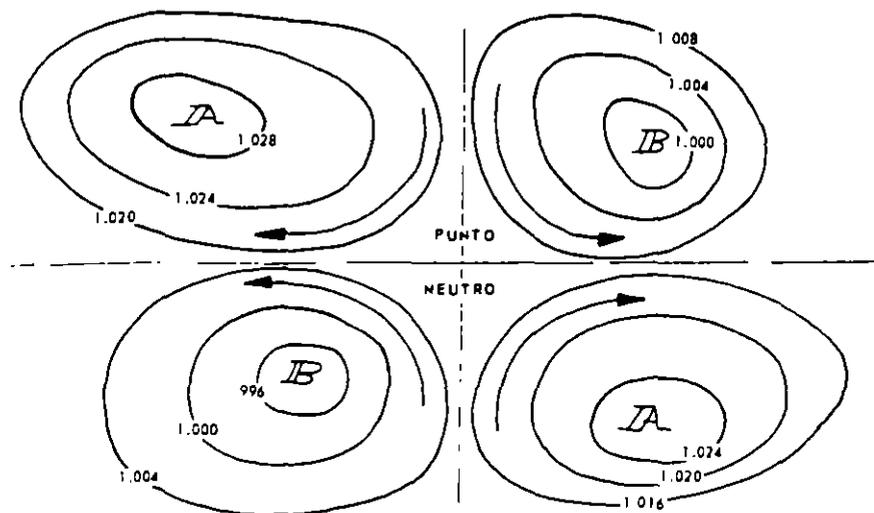


Figura 50 Punto neutro

#### 4.18 DISTRIBUCIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA EN SUPERFICIE

La distribución de las isobaras sobre la superficie de la Tierra no es uniforme, por las grandes diferencias de temperatura que existen sobre ella. Los centros de acción o centros de presión son las formas isobáricas que tienen permanencia constante, durante todo el año. Dos de los centros de acción más conocidos son el anticiclón de las azores y el anticiclón de Hawaii. Entre los centros de acción de permanencia fija durante todo el año en el globo terrestre están:

- El anticiclón de las Azores
- El anticiclón de Siberia
- El anticiclón de Hawaii
- El anticiclón del Atlántico Sur
- El anticiclón del Pacífico Sur
- El anticiclón del Indico Sur

Algunos de los centros de acción o presión aparecen con la estación del año, que son el resto, se presenta en las figuras 51 y 52.

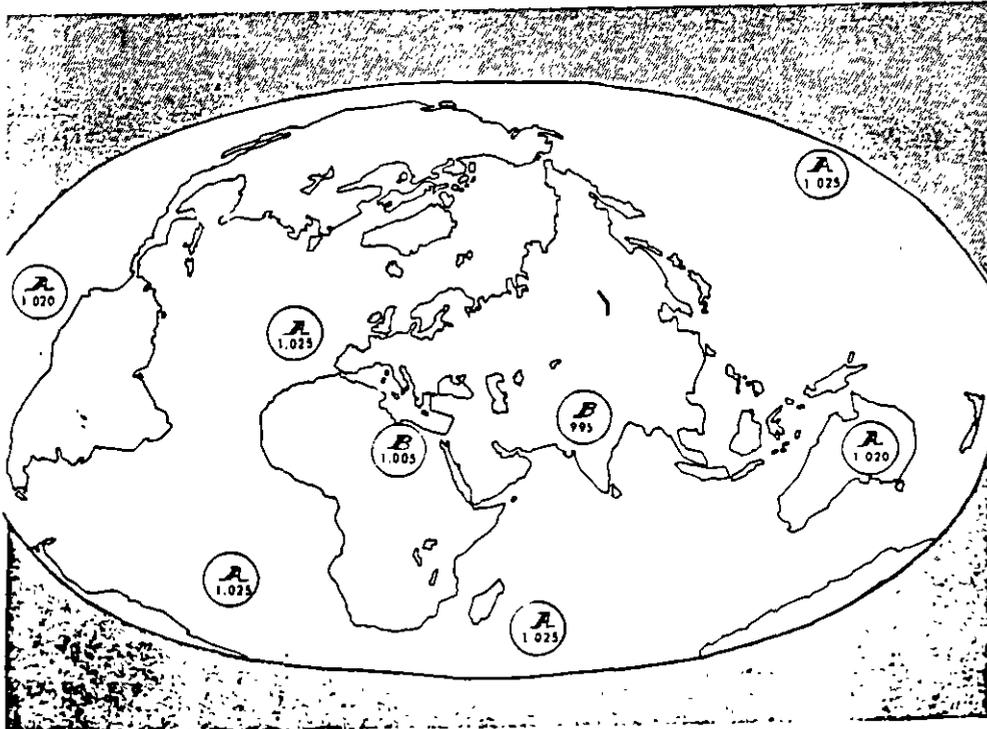


Figura 51 Distribución de los centros de presión en julio y octubre  
(Verano en el H.N. e invierno en el H.S.)

Los centros de acción móviles o que aparecen con la estación del año, se resumen en la siguiente regla: "las presiones son máximas en invierno y mínimas en verano de cada hemisferio"; en los océanos ocurre lo contrario. Para los sistemas fijos esta regla no es válida, porque en estos centros de acción sólo varía su localización y el valor de la presión atmosférica.

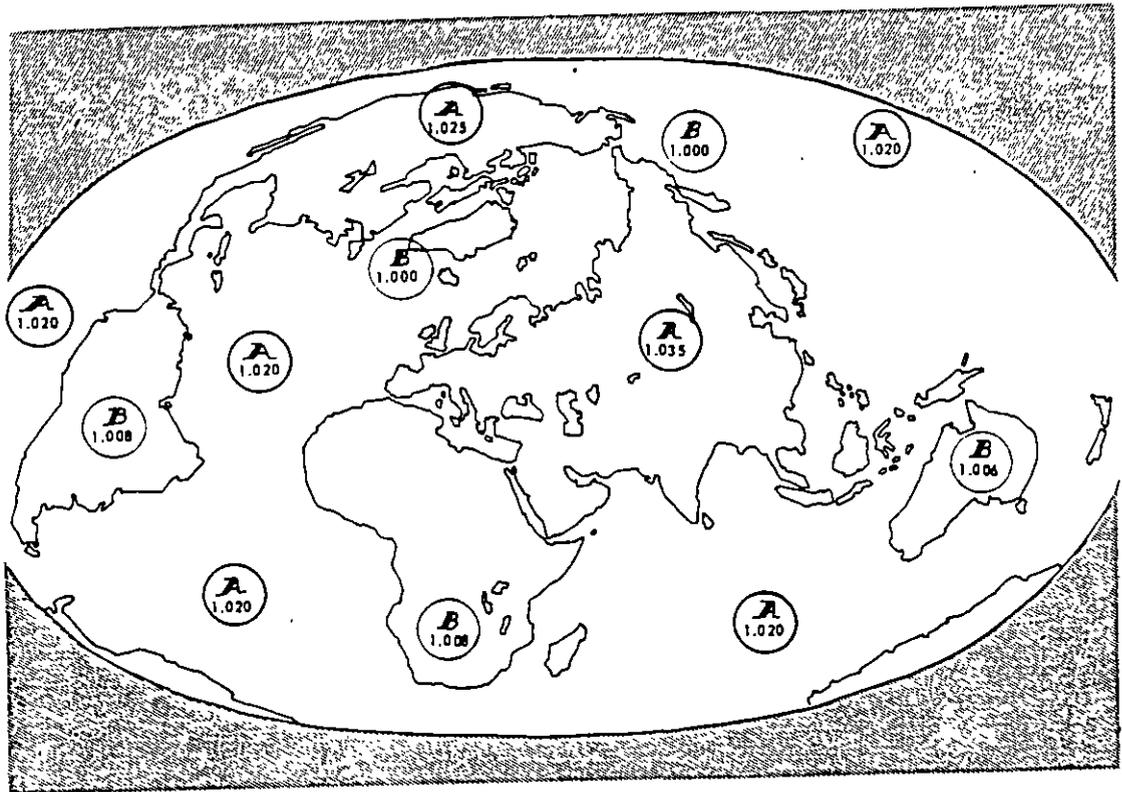


Figura 52. Distribución de los centros de presión en diciembre a abril (Invierno en el H.N. y verano en el H.S.)

## AUTOEVALUACION

1. Explique brevemente ¿qué se entiende por 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 del mercurio de la cubeta. ¿Cómo se evita este problema en los barómetros Fortín y en los del tipo Kew?
3. Mencione cuáles son las tres correcciones que hay que hacer a las lecturas de un barómetro de mercurio para obtener la presión de la estación, y cuál es el fin de cada una de ellas.
4. Describa la estructura y el funcionamiento de un barómetro aneroide. Mencione 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?. Exponga brevemente los problemas que plantea esta operación.
6. Redacte una breve nota sobre:
  - a) La atmósfera tipo de la OACI
  - b) La variación diurna de la presión atmosférica
  - c) Las correcciones altimétricas
  - d) El gradiente de presión
7. ¿Qué entiende por altimetría?
8. Defina tres distancias conocidas.

## CAPÍTULO V

### AIRE HÚMEDO

#### **OBJETIVO**

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos que definen las características del agua en la atmósfera; calculará los parámetros de la humedad en el aire; explicará la variación del contenido de vapor de agua en la atmósfera y los procesos físicos a los que están sometidas las masas de aire húmedo, y operará los instrumentos para medir la humedad del aire y las tablas psicométricas.

#### **INTRODUCCIÓN**

La atmósfera contiene vapor de agua en cantidades muy variables que dependen del momento y lugar en que se mida; es el único componente del aire capaz de transformarse en finas gotas de agua y cristales de hielo bajo condiciones naturales. Aunque está presente en grandes cantidades en la atmósfera, generalmente es invisible cuando se encuentra en estado de vapor. Sin embargo, de vez en cuando se condensa para formar nubes que proporcionan algunas indicaciones sobre el tiempo futuro; entra en la atmósfera por los procesos de evaporación y de transpiración de las superficies de agua y las plantas y cae a en forma de precipitaciones, dando lugar al ciclo hidrológico.

Si no existiera humedad en la atmósfera, no habría nubes, precipitaciones, ni otro tipo de hidrometeoros. Lo anterior manifiesta la importancia del vapor de agua en la atmósfera. Para conocer este proceso y poder predecir el estado futuro de la atmósfera, es preciso analizar las variaciones de humedad y el contenido de agua en la misma; también es necesario conocer los métodos utilizados para medir la humedad del aire.

#### **5.1 HUMEDAD DEL AIRE**

La atmósfera contiene cantidades variables de vapor de agua. La mezcla de aire seco y vapor de agua se llama aire húmedo. Antes de estudiar las características de esta mezcla, se deben analizar algunos procesos que sufre el agua.

## 5.2 CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA

El agua esta presente en la atmósfera en sus tres estados: sólido, líquido y gaseoso:

- Estado sólido: hielo
- Estado líquido: agua
- Estado gaseoso: vapor de agua

El agua puede pasar directa o indirectamente de un estado a otro. Los procesos de cambio de estado del agua son los que aparecen en el cuadro siguiente y la figura 53

INICIAL	FASE FINAL	PROCESO
Hielo	Agua	Fusión
Hielo	Vapor de agua	Sublimación
Agua	Vapor de agua	Vaporización
Vapor de agua	Agua	Condensación
Vapor de agua	Hielo	Condensación sólida
Agua	Hielo	Solidificación

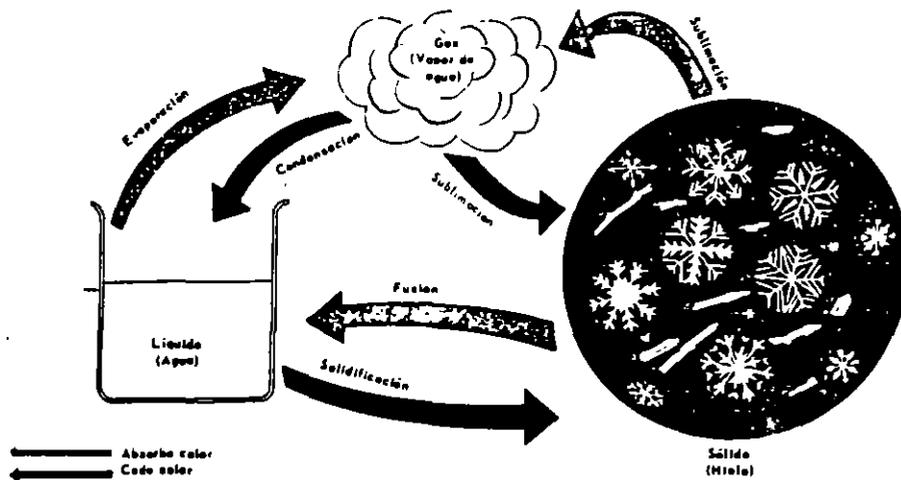


Figura 53 Cambios de estado del agua

- **Fusión**

La fusión es el paso del estado sólido al líquido. Para que se realice este cambio se necesita un incremento en la temperatura, que mientras mayor sea, más rápido es el proceso. Es el caso del paso de hielo o nieve a agua.

- **Sublimación**

La sublimación es el paso del estado sólido al gaseoso o viceversa, sin pasar por el estado líquido. Este fenómeno se registra cuando al caer la nieve, pasa directamente al estado gaseoso. Este proceso se realiza bajo grandes cantidades de calor, liberándolo o absorbiéndolo, según sea el caso.

- **Vaporización**

La vaporización es el paso del estado líquido al gaseoso. Como ejemplo de este fenómeno, se tiene que cuando se pone un bote con agua en una habitación; el agua pasa a convertirse en vapor de agua, absorbiendo calor el agua y produciendo el rompimiento de la tensión superficial de las moléculas de agua para pasar al estado de gas.

- **Condensación**

La condensación es el paso del estado gaseoso al líquido. Al contrario de la evaporación, este proceso cede calor elevando la temperatura del aire.

- **Condensación sólida**

La condensación sólida es el paso del estado líquido al sólido. Al contrario de la fusión, se requiere de un descenso de la temperatura para que se presente este cambio. La condensación sólida se origina en noches frías y despejadas, cuando el agua de los ríos o lagos se convierte en hielo.

### 5.3 CICLO DE LA HUMEDAD DEL AIRE

Cuando las superficies acuosas están expuestas a una fuente de calor sufren la pérdida de agua, manifestándose un descenso en su nivel por el paso del agua líquida en vapor de agua. Este vapor se acumula en el aire, el cual se humidifica y si alcanza la saturación parte del mismo gas se condensa en gotas de agua.

Las fases que se presentan en este proceso son:

#### ■ Vaporización

La vaporización es el paso de las moléculas de agua líquida a vapor de agua; depende de factores como el viento, la presión y la temperatura, entre otros. Si el agua es pura y la presión se mantiene constante sin existir viento, su cantidad depende únicamente de la temperatura del agua. Si bajo estas condiciones la temperatura es alta, la vaporización es alta, y viceversa.

#### ■ Humidificación

La humidificación es la acumulación de vapor de agua en el aire seco. Esta acumulación está indicada por el valor de la presión que en ese momento ejerce el vapor de agua, a la cual se le conoce como tensión del vapor ( $e$ ).

La capacidad de la atmósfera para contener vapor de agua, depende de la temperatura del aire. El contenido máximo de vapor de agua que el aire puede tolerar, se alcanza cuando éste se satura; se registra a través del valor de la tensión del vapor saturante ( $e_s$ ). La tensión de vapor saturante es directamente proporcional a la temperatura del aire.

La tensión del vapor ( $e$ ) es la presión que ejerce el vapor de agua contenido en la atmósfera; es susceptible de medirse en cualquier momento. La tensión de saturación se mide y se calcula solamente si el aire está saturado.

El aire tropical cálido contiene mayor cantidad de vapor de agua que el aire frío polar. Esta es la razón por la que se observan elevadas tensiones de vapor saturante en las proximidades de los océanos, lagos y ríos, en las regiones tropicales. El cuadro 3 contiene algunos valores característicos de las tensiones de vapor saturante sobre superficies planas de agua pura, para diferentes temperaturas.

## CUADRO 3

TENSIÓN DE VAPOR SATURANTE  
SOBRE SUPERFICIES PLANAS DE AGUA PURA

TEMPERATURA (°C)	TENSIÓN DE VAPOR (hPa)
0	6.11
10	12.27
20	23.37
30	42.43
40	73.77

□ Condensación

La condensación es el proceso en el cual el vapor de agua pasa al estado líquido. Es un regulador de la humidificación del aire y un factor importante para mantener el equilibrio entre la agregación de vapor de agua y la capacidad que tiene el aire para contenerlo. La condensación puede ser líquida o sólida.

Si se introduce una cantidad suplementaria de vapor de agua a un volumen saturado, el vapor de agua se condensa. En la atmósfera hay otros factores que intervienen en los fenómenos de condensación. Uno de ellos son las partículas conocidas como núcleos de condensación. Estos núcleos son pequeñas partículas constituidas por polvo, humo, sales marinas, iones, etc.

La condensación sobre estos núcleos se realiza con tensiones de vapor inferiores a la tensión saturante que corresponde a superficies planas de agua pura a la misma temperatura. Algunos núcleos de condensación, como los núcleos salinos, tienen gran tendencia a absorber agua, con lo que favorecen la condensación. A estos núcleos también se les conoce como núcleos higroscópicos.

La condensación es el resultado del enfriamiento del aire húmedo (aire que contiene vapor de agua). Cuanto más disminuye la temperatura, menor es la cantidad de agua necesaria para saturar el aire. Cuando se alcanza la temperatura en la cual la tensión real del vapor es igual a la tensión del vapor saturante, entonces todo enfriamiento suplementario produce condensación.

## ■ Precipitación

Es la última etapa del proceso de humedad del aire, que se refiere a la devolución de la humedad en forma de gotas de agua líquida o cristales a la superficie terrestre. Esta actúa como mecanismo de devolución de la humedad del aire.

Con el registro de estos procesos se completa el ciclo de la humedad (figura 54).

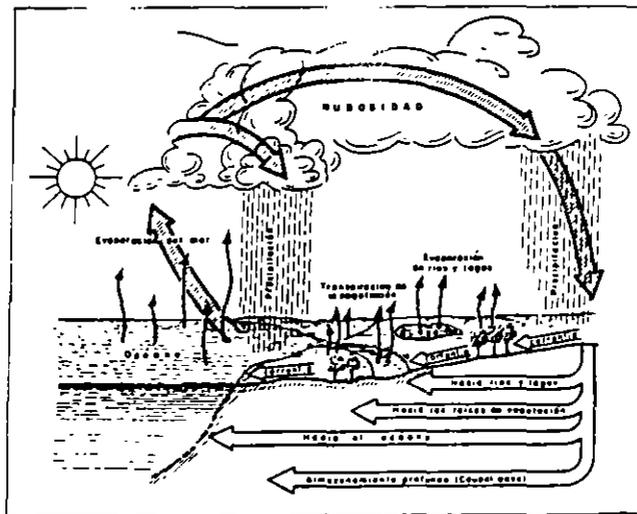


Figura 54 Ciclo de la humedad del aire

## 5.4 VARIACIONES DEL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

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) se presentan en las regiones tropicales y cerca de la superficie del mar.

En la superficie de la Tierra, los valores más pequeños se presentan en las altas planicies del interior del continente antártico, donde en invierno se alcanzan las tensiones de vapor mínimas cuando el aire es muy frío. Por lo general, la tensión de vapor disminuye cuando la altitud aumenta; puede suceder que en algunas

partes de la atmósfera la tensión aumenta con la latitud. La mayor concentración de vapor de agua se localiza en los primeros 6 kilómetros de altitud; a partir de esta altitud la atmósfera se seca rápidamente.

### **5.5 PROCESO ISOBÁRICO**

Este es un proceso físico en el cual la presión de los gases permanece constante. En el proceso isobárico el aire húmedo se calienta o se enfría a presión constante, sin añadir ni eliminar vapor de agua, el cual permanece en estado gaseoso.

Si el aire se enfría isobáricamente alcanza una temperatura a la cual se satura, llamada temperatura del punto de rocío; esta temperatura es a la cual hay que enfriar el aire húmedo a presión constante para saturarlo. Si la temperatura resultante del enfriamiento es inferior al punto de rocío, ocurre la condensación.

### **5.6 PROCESO ADIABÁTICO**

Los procesos adiabáticos son aquéllos en los cuales varía la presión, la temperatura y el volumen del gas, sin presentarse intercambio de calor entre la masa de aire y el medio que la rodea. Cuando se alcanza la condensación por el enfriamiento provocado por la variación de la presión en el aire húmedo, se trata de un proceso adiabático.

Estos procesos se producen cuando las partículas de aire húmedo se desplazan verticalmente hacia niveles de presión más bajos. El enfriamiento adiabático sucede 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.

### **5.7 PROCESO DE SOLIDIFICACIÓN**

El proceso de solidificación es la congelación del agua. El agua pura en estado líquido (sin agitarse) puede enfriarse a temperaturas inferiores a su punto de congelación ( $0^{\circ}\text{C}$ ), y permanecer en estado líquido; en este caso el agua está subfundida. Cuando se introduce en el agua subfundida cristales de hielo o cualquier germen de cristalización, se provoca la congelación. También ocurre lo mismo con el choque entre gotas de agua.

Experimentos efectuados en el laboratorio, muestran que las gotas de agua subfundida pueden existir hasta temperaturas de  $-40^{\circ}\text{C}$ . Por debajo de esta temperatura el agua se congela, incluso sin núcleos de congelación.

### 5.8 PROCESOS DE CONDENSACIÓN SÓLIDA

La condensación sólida es el proceso en el que el vapor de agua se transforma directamente en hielo, sin pasar por el estado intermedio. También se le conoce como sublimación, aunque este término es más indicado para el cambio de estado inverso (estado sólido a gaseoso).

Este proceso no es muy común; la cantidad de núcleos sobre los cuales se producen los depósitos es menor que la de núcleos de condensación, y se les llama núcleos de sublimación.

La tensión de vapor saturante sobre el hielo a la misma temperatura es ligeramente inferior a la tensión de vapor saturante sobre el agua subfundida. En el cuadro 4 se presentan algunos valores de tensiones de vapor saturante sobre superficies planas acuosas.

CUADRO 4

#### TENSIONES DE VAPOR SATURANTE SOBRE SUPERFICIES PLANAS DE AGUA LÍQUIDA Y DE HIELO

	TENSION DE VAPOR SATURANTE (hPa)				
	A TEMPERATURA DE:				
	-40°C	-30°C	-20°C	-10°C	0°C
SOBRE HIELO	0.128	0.380	1.032	2.597	6.106
SOBRE AGUA LÍQUIDA	0.189	0.509	1.254	2.862	6.107

La temperatura de congelación es la temperatura a la que tiene que llegar el aire húmedo, por enfriamiento a presión constante, para saturarse 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 algunos cuerpos, incluso sobre otras superficies de hielo (núcleos de sublimación).

En el cuadro 4 se puede observar que la condensación sólida puede producirse incluso cuando el aire no está saturado con relación al agua, a la misma temperatura. Sin embargo, en la atmósfera las partículas nubosas heladas se forman hasta que se alcanza la saturación con respecto al agua líquida. Se supone que el vapor de agua se condensa primeramente en estado líquido sobre algunos núcleos de condensación. Si estos últimos sirven como núcleos de congelación, entonces el agua que se condensa sobre ellos puede congelarse. No se conoce con certeza la forma en que estos núcleos provocan la congelación, pero parece ser que la propiedad esencial es la estructura de la película de agua que resulta de la condensación, y que es semejante a la de un cristal de hielo.

Puede suceder que en algunas ocasiones estén presentes cristales de hielo que caen de las nubes heladas situadas en niveles superiores. Si la tensión de vapor saturante es superior a la tensión de vapor del hielo, entonces la condensación sólida se efectúa directamente sobre los cristales de hielo.

## 5.9 CALOR LATENTE

Para modificar el estado de un cuerpo de agua, es 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 hierve a  $100^{\circ}\text{C}$  a la presión normal de una atmósfera; al pasar del estado líquido al gaseoso su temperatura no se eleva, incluso si se le continúa proporcionando calor. Esta cantidad de calor se utiliza para separar los enlaces moleculares y se le denomina calor latente de vaporización.

El calor latente se libera cuando el vapor de agua se condensa y retorna al estado líquido; a esta cantidad de calor se le llama calor latente de condensación. Del mismo modo, el hielo al fundirse necesita un aporte de calor, el cual es conocido como calor latente de fusión; este calor se libera después cuando el agua al congelarse vuelve al estado de hielo, llamándose calor latente de congelación.

La cantidad de calor necesaria para pasar de un estado a otro es de 80 calorías.

## 5.10 INDICADORES DE HUMEDAD EN EL AIRE

El contenido de vapor de agua en la atmósfera se puede calcular de diferentes formas:

- Relacionando la masa del vapor de agua con la masa del vapor de agua saturante.
- Relacionando la presión del vapor de agua con la presión total ejercida por el conjunto de gases atmosféricos.

Algunos indicadores del contenido de vapor de agua en el aire son:

- Humedad absoluta o densidad del vapor ( $H_a$ )

La humedad absoluta o densidad del vapor es el número de gramos de vapor de agua contenidos en un centímetro cúbico de aire, siendo  $\rho_v$  la densidad del vapor,  $m_v$  la masa de vapor y  $V$  el volumen de aire considerado:

$$H_a = \rho_v = \frac{m_v}{V} = m_v$$

- Razón de mezcla ( $r$ )

La razón de mezcla es el número de gramos de vapor de agua ( $m_v$ ) que acompañan a la unidad de masa del aire seco ( $m_s$ ). Dado que ambos tienen la misma temperatura y volumen, sus masas son proporcionales a sus densidades; por lo que:

$$r = \frac{m_v}{m_s} = \frac{\rho_v}{\rho_s}$$

Donde  $\rho_s$  es la densidad del aire seco.

■ Humedad específica (Hs)

La humedad específica es la masa del vapor de agua contenida en la masa del aire húmedo. Como la masa de aire húmedo es igual a la masa del vapor de agua  $m_v$ , más la masa del aire seco  $m_s$ , entonces:

$$Hs = \frac{m_v}{m_v + m_s}$$

La razón de mezcla y la humedad específica se expresan en gramos por kilogramo, y ambas difieren muy poco porque  $m_v$  es muy pequeño frente a  $m_s$ .

*r es semejante a Hs*

$$(r \approx Hs)$$

■ Humedad relativa (Hr)

La humedad relativa es la razón entre la masa de vapor de agua contenida en un volumen de aire y la que podría contener el mismo volumen de aire si estuviese saturado a la misma temperatura; generalmente se expresa en porcentaje.

$$Hr = \frac{I_v}{I_s} \times 100$$

Si el aire no está saturado, la cantidad de vapor agua contenida en la unidad de volumen es proporcional a la tensión de vapor. El valor de la humedad relativa se determina así:

$$Hr = \frac{\text{Tensión real del vapor}}{\text{Tensión de vapor saturante a la temperatura del aire}} \times 100$$

- Punto de rocío  $T_R$

El punto de rocío es la temperatura a la cual las masas de aire se saturan con el vapor de agua que contiene, manteniendo constante su temperatura. También se define como la temperatura hasta la que es necesario enfriar una masa de aire para saturarla.

Si la temperatura de la masa del aire se iguala con la temperatura de punto de rocío, la masa de aire se satura. Contrariamente, cuando la temperatura de la masa de aire se aleja de la temperatura de punto de rocío, la humedad relativa de la masa de aire, contiene menos humedad.

Este índice de humedad es de gran utilidad en la aviación, ya que permite pronosticar la formación y disipación de nubes y niebla.

### 5.11 MÉTODOS PARA MEDIR LA HUMEDAD DEL AIRE

Los instrumentos empleados para medir la humedad o el contenido de vapor de agua en el aire son los higrómetros, los higrógrafos y los psicrómetros.

Los métodos utilizados para determinar la humedad en el aire, están basados en las propiedades de algunos materiales orgánicos, los cuales cambian sus propiedades de acuerdo a la humedad que registran en el aire; estas propiedades se manifiestan en los higrómetros. Por ejemplo: la longitud de los cabellos del sensor del higrómetro varía conforme lo hace la humedad del aire. Las variaciones de humedad registradas por el sensor del higrómetro son amplificadas por medio de un sistema de poleas, y son transmitidas a una aguja móvil indicadora.

Se pueden obtener registros continuos de la humedad relativa reemplazando la aguja indicadora por un brazo con una pluma con tinta, que marca las variaciones de humedad sobre un diagrama colocado en un cilindro que tiene movimiento de rotación uniforme. Este instrumento se llama higrógrafo de cabellos (figura 55).

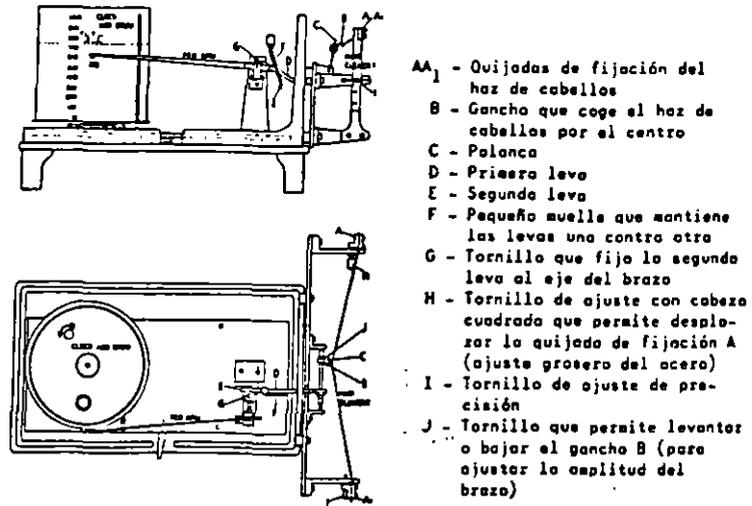


Figura 55 Higrógrafo de cabellos

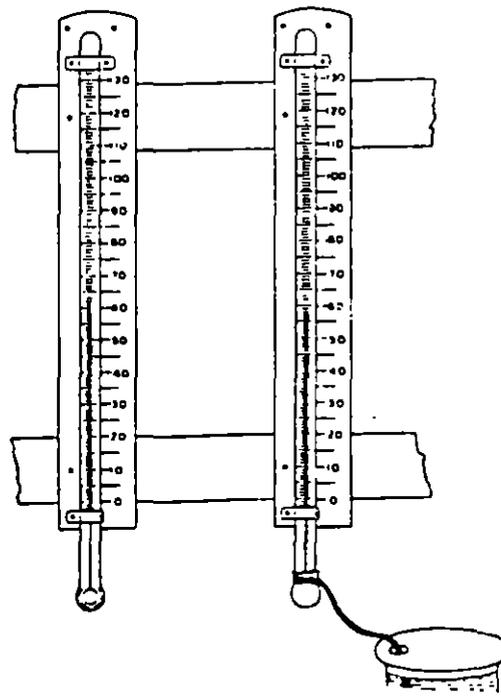


Figura 56 Principio del psicrómetro

Otro método sencillo y preciso para medir la humedad, consiste en utilizar el psicrómetro. Este instrumento está compuesto por dos termómetros colocados uno al lado del otro; uno mide la temperatura del aire y el otro la temperatura del termómetro húmedo (figura 56).

El psicrómetro también es conocido como higrómetro de termómetro seco y termómetro húmedo. El termómetro húmedo es idéntico al termómetro 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 hilos del mismo material, cuya extremidad está introducida en un pequeño recipiente de agua destilada.

Los termómetros seco y húmedo deben estar ventilados y protegidos de los efectos de la radiación solar. Existen dos clases de psicrómetros: los psicrómetros para garita fija y los psicrómetros portátiles (Assman y Honda, figura 57).

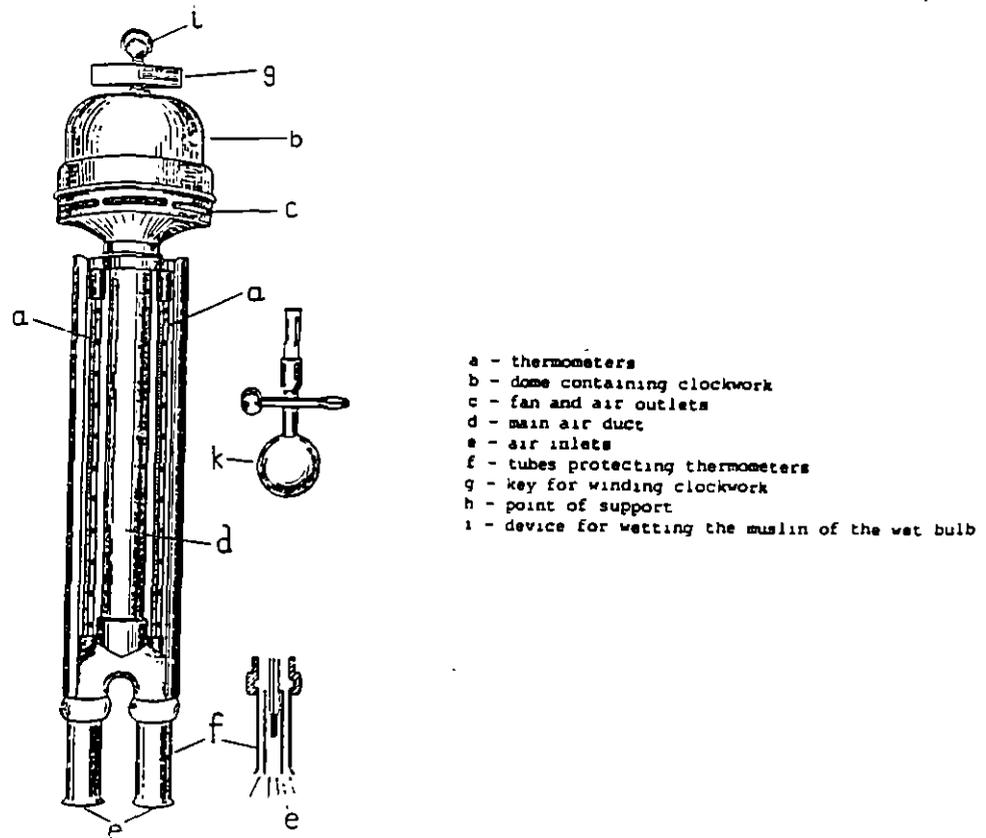


Figura 57 Psicrómetros tipo Assman y de Honda

Para determinar la humedad relativa se observa la lectura de los termómetros seco y húmedo, y posteriormente se utilizan tablas para el cálculo la humedad relativa, temperatura del punto de rocío y tensión del vapor.

Cuando el Psicrómetro es ventilado y el termómetro húmedo expuesto a esta corriente de aire, comienza a evaporar el agua que humedece la muselina. Las moléculas que se escapan de la muselina y se esparcen en la atmósfera llevan consigo energía calorífica.

Lo anterior ocasiona que la temperatura del bulbo húmedo disminuya, ya que las moléculas de agua en la muselina se transformaron en vapor, liberándose a través de este el calor latente de vaporización. Al producirse la evaporación, la temperatura del termómetro húmedo es inferior a la del termómetro seco.

La diferencia entre las indicaciones de los termómetros es proporcional a la velocidad de evaporación. Esta es la diferencia psicrométrica, que depende de la humedad relativa del aire que rodea al psicrómetro y de la velocidad de ventilación de la muselina. El movimiento del aire es esencial para la evaporación, por lo que es importante el método que se utilice para la ventilación del psicrómetro.

Los termómetros seco y húmedo del psicrómetro simple sin ventilación artificial, se colocan verticalmente en la garita meteorológica. Las tablas que se emplean para determinar la humedad, se calculan suponiendo la velocidad media del aire a la altura de los depósitos de los termómetros, de 1 a 1.5 ms<sup>-1</sup>. En la práctica, la velocidad del aire a la altura de los depósitos, frecuentemente difiere de los valores adoptados. Los errores son mayores cuando el aire es seco y cálido, o cuando el viento es muy débil.

Existen varias clases de psicrómetros con ventilación artificial. El psicrómetro Assman no necesita estar instalado en la garita, debido a que sus termómetros están protegidos de los efectos de la radiación con pantallas de metal pulido; una hélice dirige el aire hacia los depósitos de los termómetros.

La ventilación forzada de los psicrómetros de aspiración para garita puede obtenerse con una hélice. La velocidad del aire aspirado a la altura de los depósitos, no debe ser menor a 2.5 ms<sup>-1</sup> ni mayor a 10 ms<sup>-1</sup>, en el caso de que los termómetros utilizados sean del modelo comúnmente empleado en las estaciones meteorológicas.

En el psicrómetro de Honda los dos termómetros están colocados uno al lado del otro, sobre una misma armazón metálica unida a un mango que permite girar la montura. Para obtener la ventilación necesaria los depósitos de los termómetros están poco protegidos de la radiación. Estos psicrómetros deben emplearse de preferencia en lugares protegidos de la radiación solar directa.

## 5.12 TABLAS PSICROMÉTRICAS

Para determinar la temperatura de punto de rocío o la humedad relativa, es indispensable utilizar la tabla psicrométrica que corresponde a la velocidad de ventilación del instrumento. La mayoría de las tablas psicrométricas se calculan basándose en velocidades de ventilación que van de 1 ms<sub>1</sub> a 10 ms<sub>1</sub>.

## 5.13 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 (1013.25 hpa) y a una temperatura de 15°C (288.15°k), la densidad del aire seco es 1.255 kgm<sup>-3</sup>.

Como se muestra en el cuadro 1, el aire seco es una mezcla de varios gases; no existe la molécula de aire propiamente dicha; sin embargo, es posible determinar el peso molecular medio del aire seco. En la atmósfera, donde la mezcla gaseosa es muy homogénea el peso molecular medio del aire seco es 28.96. El peso molecular del vapor de agua es igual a 18; este valor representa 5/8 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 lo tanto, la masa de una molécula de agua es inferior a la de una "molécula media" de aire seco.

Suponiendo que las moléculas de un volumen de aire seco son reemplazadas por la misma cantidad de moléculas de vapor de agua, la masa del volumen de gas considerado disminuye; su densidad también disminuye porque es la masa por unidad de volumen. De esto se deduce que la densidad del aire húmedo es inferior a la del aire seco, en las mismas condiciones de presión y temperatura. Por lo anterior, el movimiento del aire es un factor importante que es necesario tener en cuenta en las medidas de la humedad atmosférica. También tiene influencia directa en el desarrollo de las actividades diarias del hombre, en particular cuando se trata del movimiento del aire en la proximidad de la superficie terrestre.

## AUTOEVALUACIÓN

1. Explique que es aire húmedo y que es tensión de vapor saturante, a una temperatura dada, así como la variación de la tensión de vapor saturante con la temperatura.
2. Redacte breves notas sobre:
  - a) Núcleos de condensación
  - b) Procesos isobáricos
3. ¿Qué es un proceso adiabático? Explique por qué este proceso tiene gran importancia en la formación de las nubes.
4. Defina los siguientes términos:
  - a) Temperatura del punto de rocío
  - b) Temperatura del punto de congelación
5. ¿Qué es la humedad relativa? Describa el principio del funcionamiento del higrómetro de cabellos.
6. Redacte breves notas sobre:
  - a) El psicrómetro
  - b) La diferencia psicrométrica
7. Explique la razón por la que la densidad del aire húmedo es inferior a la del aire seco en las mismas condiciones de presión y de temperatura.

## CAPÍTULO VI

### VIENTO

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos para explicar los procesos de formación del viento, su clasificación, y la circulación de la atmósfera. Así mismo, explicará los aparatos de medida y las tablas para estimar la dirección e intensidad del viento; también los relacionará con los sistemas de presión.

#### INTRODUCCIÓN

La atmósfera es un fluido que se encuentra en constante movimiento. Debido a la irregular distribución de la temperatura, las masas de aire se mueven en todas direcciones y sentidos.

El viento es el movimiento o traslación de las masas de aire con respecto a la superficie de la tierra; en otras palabras, es el movimiento del aire paralelo al suelo.

El movimiento del aire raramente es regular, generalmente es turbulento formando torbellinos de diferentes dimensiones, que se generan en el aire y perturban su flujo normal. La turbulencia cerca de la superficie terrestre produce variaciones rápidas e irregulares de la velocidad y dirección del viento.

El viento es importante por producir nubes, nieblas y precipitaciones; transporta calor de un lado a otro modificando las temperaturas de los lugares sobre los que pasa, y cuando es fuerte causa el cierre temporal de puertos mercantes y de aeródromos.

## 6.1 MEDIDA DEL VIENTO

El viento puede considerarse un vector, porque está definido por su dirección, magnitud, y velocidad. La dirección es el punto del horizonte de donde sopla el viento, y se le denomina barlovento; a lo contrario se le llama sotavento.

La dirección del viento se mide utilizando la rosa de los vientos o el círculo de navegación (figura 58). La denominación de dirección del viento, significa la dirección de donde sopla; esta dirección se refiere al punto cardinal de donde viene el viento referido al norte verdadero o geográfico.

Los boletines meteorológicos se refieren al viento de muchas formas; generalmente se menciona utilizando los cuadrantes de la rosa de los vientos, por ejemplo: vientos del primer cuadrante (N-E), vientos del segundo cuadrante (ESE-S), etc. Para informar al público se mencionan los puntos del horizonte de donde viene el viento, por ejemplo, vientos del noreste (NE), vientos del sureste (SE), etc. Para intercambiar información se indica la dirección en grados de 0 a 360° a partir del norte verdadero, en el sentido de las manecillas del reloj; por ejemplo, viento de los 360° (N).

Para elaborar informes meteorológicos, el viento se codifica en decenas de grados (decagradados). Por ejemplo, el viento del noreste (45°), se codifica 04; el viento del sureste (140°), se codifica 14; etc.

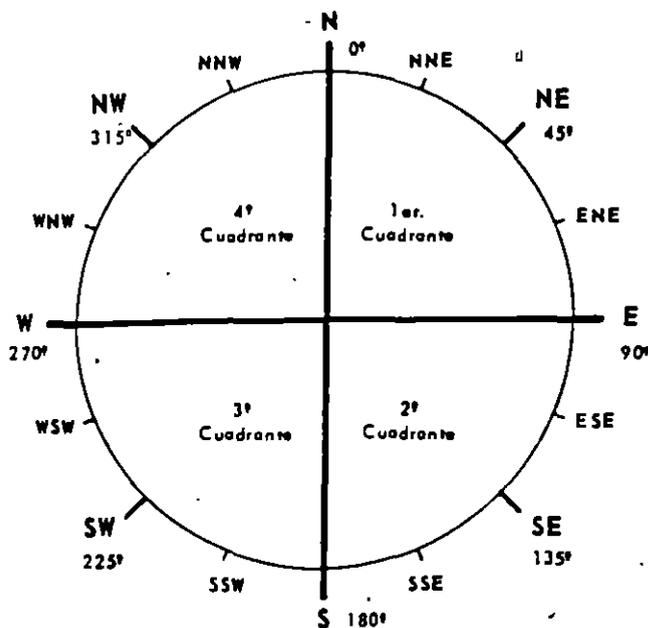


Figura 58 Rosa de los vientos o círculo de navegación

La intensidad del viento es la velocidad a que se trasladan las partículas de una masa de aire, o la presión que ejerce el aire sobre los objetos.

Las unidades de medida de la intensidad del viento son m/s, km/h, etc. En meteorología sinóptica, se utiliza como unidad de medida de la intensidad del viento el nudo, que equivale a 1 milla náutica por hora. Esta unidad también se utiliza para relacionar la velocidad de los aviones o barcos con la velocidad del viento.

La velocidad y dirección del viento se miden preferentemente con instrumentos; pero cuando no es posible, se pueden evaluar a estima. Por ejemplo, cuando la velocidad del viento es muy débil o inferior a 2 nudos, o cuando no se cuenta con instrumentos de medida.

### 6.1.1 EXPOSICIÓN DE LOS INSTRUMENTOS PARA MEDIR EL VIENTO

En ocasiones se dificulta la medición exacta de la velocidad y la dirección del viento en superficie. El movimiento del aire es modificado por gran cantidad de factores, como la rugosidad del suelo, la naturaleza de la superficie, las fuentes de calor, la presencia de edificios, etc.

Como la velocidad del viento aumenta con la altura, para obtener medidas comparables en lugares diferentes es necesario adoptar una altura tipo para la medida del viento en superficie.

La altura normalizada de los instrumentos de medición del viento en superficie es de 10 metros sobre el nivel del suelo, en terreno llano y descubierto. Como norma el emplazamiento de un instrumento de medida de la dirección y velocidad del viento debe tenerse en cuenta la distancia entre el instrumento de medida y el obstáculo más cercano, la cuál debe ser de cuando menos diez veces la altura del obstáculo.

La adopción de una altura tipo es importante en los aeródromos. Cuando no es posible adaptarse a las reglas para la instalación de instrumentos, se deben instalar a una altura con la cual sus indicaciones no estén influenciadas por los obstáculos cercanos, y de forma que indiquen lo que sería el viento a 10 metros de altura en ausencia de obstáculos.

### 6.1.2 UNIDADES DE MEDIDA DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO

La dirección del viento es aquella de dónde sopla. Se expresa en grados contados en el sentido de las agujas del reloj a partir del norte geográfico, o utilizando los rumbos de la rosa de los vientos.

En los mensajes cifrados la dirección del viento se expresa en decagradados, a través de la clave 00 - 36. El cuadro 5 proporciona las cifras de clave y su equivalente en grados, de los 36 rumbos de la rosa de los vientos.

CUADRO 5

#### DIRECCIÓN DEL VIENTO EQUIVALENCIA DE 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 SW	191.5	19
N cuatro 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 NW	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	25
S cuarto SE	168.75	17	N	360	36
S	180	18	Variable	-	99

### 6.1.3 MEDIDA DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO

La dirección del viento se mide con veletas. Para que éstas funcionen adecuadamente, deben girar sobre su eje con un mínimo de rozamiento; deben estar equilibradas con relación a este eje. El eje de la veleta debe estar perfectamente vertical y la orientación de la veleta debe de ser con respecto al norte verdadero.

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

En aviación se utilizan veletas con transmisión a distancia, las cuales reaccionan con los cambios rápidos de dirección. Se utiliza con mucha frecuencia una transmisión eléctrica entre la veleta y el registrador. También se estima la dirección del viento en ausencia de instrumentos, o cuando el viento es demasiado débil. La mayor parte de las veletas dejan de ser sensibles a la dirección del viento cuando su velocidad es inferior a 2 nudos ( $1 \text{ ms}^{-1}$ ).

### 6.1.4 UNIDADES DE VELOCIDAD DEL VIENTO

La velocidad del viento se expresa en nudos. El nudo equivale a una milla marina por hora, ó  $0.51 \text{ ms}^{-1}$ .

La velocidad del viento en superficie es poco constante; cambia rápida y continuamente. La turbulencia del viento produce variaciones irregulares en período y amplitud.

En la mayoría de los casos, es necesario conocer la velocidad media del viento. Por ejemplo, para las observaciones sinópticas es necesario determinar la velocidad media en intervalos de 10 minutos. Se ha convenido que hay calma, cuando la velocidad del viento es inferior a un nudo.

La velocidad del viento se puede medir de distintas formas. La más sencilla es la observación directa del efecto del viento en la superficie terrestre sin utilizar instrumentos, utilizando la escala Beaufort, establecida en 1905 por el Almirante Sir Francis Beaufort. Esta escala se utiliza para estimar la velocidad del viento en el mar y en tierra. Posteriormente se le añadieron equivalencias en velocidad del viento para cada clase de efecto observado.

CUADRO 6

EQUIVALENCIAS DE VELOCIDAD

0	NOMBRE	EQUIVALENCIA DE LA VELOCIDAD A UNA ALTURA DE 10 METROS SOBRE TERRENO LLANO Y DESCUBIERTO				CARACTERÍSTICAS PARA LA VELOCIDAD EN TIERRA
		Nudos	Metros/s	km/h	m.p.h.	
0	Calma	1	0-0.2	1	1	Calma; el humo se eleva verticalmente.
1	Ventolina	1-3	0.3-1.5	1-5	1-3	La dirección del viento se registra por el movimiento del humo, pero no por las veletas.
2	Bnsa muy débil	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	Bnsa débil	7-10	3.4-5.4	12-19	8-12	Las hojas y ramitas se agitan constantemente; el viento despliega las banderolas.
4	Brisa	11-16	5.5-7.9	20-28	13-18	El viento levanta polvo y hojas de papel; las ramitas se agitan constantemente.
5	Bnsa	17-21	8.0-10.7	29-38	18-24	Los arbustos con hojas se balancean; se forman olitas con cresta en las aguas interiores (estanques).
6	Viento	22-27	10.8-13.8	39-49	25-31	Las grandes ramas se agitan; los hilos telegráficos silban; el uso del paraguas se hace difícil.
7	Viento	28-33	13.9-17.1	50-61	32-38	Los árboles enteros se agitan; la marcha contra el viento es penosa.
8	Viento duro	34-40	17.2-20.7	62-74	39-46	El viento rompe las ramas; es imposible la marcha en contra del viento.
9	Viento muy duro	41-47	20.8-24.4	75-88	47-54	El viento ocasiona ligeros daños en las 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	Observando muy raramente; acompañado de extensos destrozos.
12	Huracán	64 ó más	32.7 ó más	118 ó más	73 ó más	Estragos graves y extensos

Los instrumentos de medida y registro de la velocidad del viento han reducido la utilización de la escala Beaufort, sobre todo en las estaciones terrestres. Sin embargo, es un buen medio para estimar la velocidad del viento, a falta de otros procedimientos. El cuadro 6 proporciona las equivalencias entre los grados de la escala Beaufort y la velocidad del viento.

### 6.1.5 MEDIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Los instrumentos que se utilizan para medir la velocidad del viento en superficie son los anemómetros. Existen dos tipos principales:

- Anemómetros rotatorios
- Anemómetros de presión

El anemómetro rotatorio más utilizado es el de cazoletas, las cuales están colocadas en las extremidades de 3 ó 4 brazos equidistantes, perpendiculares a un eje vertical. La velocidad de rotación de estos anemómetros depende de la velocidad del viento, independientemente de su dirección.

En ocasiones, el molinete de las cazoletas mueve un cuenta vueltas; la velocidad se calcula por diferencias. Un dispositivo más adecuado tiene acoplado al molinete un pequeño generador eléctrico. La corriente producida se mide o se registra con un amperímetro graduado con la velocidad del viento.

Los anemómetros de paletas también son rotatorios. Las paletas están colocadas en forma de hélice, que se mantiene cara al viento mediante una veleta. El giro de la hélice bajo la influencia del viento se transmite a un aparato indicador.

Existe un modelo simple de anemómetro de paletas en que la hélice mueve un contador. Para calcular la velocidad del viento es necesario utilizar un cronómetro. Estos aparatos que son ligeros y pueden ser manejables, se utilizan con mucha frecuencia en la medida de velocidades débiles del aire, como las que se producen en la climatización.

Los anemómetros de presión se construyen y fundamentan en los siguientes principios: una veleta colocada al extremo de un mástil mantiene el orificio de un tubo cara al viento. El aire que sopla en esta abertura crea una sobrepresión en el tubo, que depende de la velocidad del viento. Esta sobrepresión se transmite a los aparatos indicadores por un conducto.

Hay otro tubo situado debajo de la veleta provisto de gran cantidad de agujeritos; el viento que pasa a su alrededor crea una depresión que se transmite a los aparatos por otro conducto.

El conjunto forma un sistema en el cual la diferencia entre la depresión y la sobrepresión es independiente de la diferencia de presión que existe entre el interior y el exterior del edificio donde se encuentra el manómetro.

Existen dos tipos de manómetro para los anemómetros de presión. En el manómetro de flotador de Dines la diferencia de presión varía la posición de equilibrio de un cilindro flotante sobre el agua. El flotador acciona el dispositivo indicador. También se puede utilizar un manómetro aneroide, que es más indicado para el registro del viento sobre 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 montado en un tambor y accionado por un aparato de relojería; estos anemómetros se llaman anemógrafos.

## 6.2 VARIACIONES DEL VIENTO

Para estudiar las variaciones de la velocidad del viento, es necesario distinguir las rachas y las turbonadas.

- Racha: Es un aumento brusco del viento con respecto a su velocidad media (16 nudos). Su duración es menor que la de una turbonada (1 min.) y va seguida de un debilitamiento o amaine del viento.
- Turbonada: Es un incremento brusco y repentino en la velocidad media del viento de cuando menos 16 nudos con un pico máximo de cuando menos 22 nudos, con una duración de un minuto.

### 6.2.1 VARIACIÓN DIURNA DEL VIENTO

Los cambios en las características del viento que se registran durante el día en las proximidades de las montañas, los valles y cerca de las costas se denomina variación diurna del viento.

En los continentes se presenta una notable variación de la velocidad del viento durante el día, que alcanza su máximo entre el mediodía y la caída de la tarde, a causa de la transferencia de movimiento por convección de las capas bajas de la atmósfera hacia las capas superiores. Al final de la tarde cuando desciende la temperatura, la convección disminuye y el viento también, alcanzando un mínimo hacia el alba.

### 6.2.2 VARIACIÓN VERTICAL DEL VIENTO

Mientras más lejos de la superficie terrestre, el rozamiento va disminuyendo hasta que entre los 800 y 1000 m. éste desaparece. A partir de esta altura se dice que se está en la atmósfera libre, y el viento sopla paralelo a las isobaras. En la figura 59 se muestra la variación del viento en la vertical.

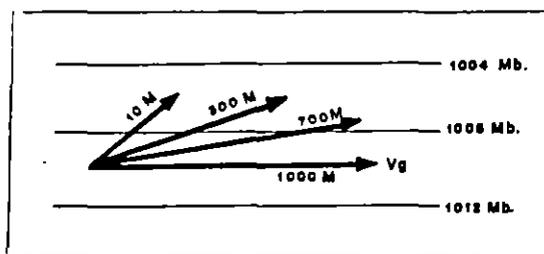


Figura 59 Variación del viento con la altura

Por ejemplo, a 10 m de altura el viento es de 15 nudos y forma un ángulo con las isobaras de  $45^\circ$ ; a 300 metros el viento forma un ángulo de  $30^\circ$  con las isobaras y la intensidad es de 20 nudos; a 700 m el ángulo es de  $15^\circ$  y su velocidad es de 25 nudos; y finalmente, a 1000 m en la atmósfera libre, el viento es paralelo a las isobaras con una velocidad de 30 nudos, que es la que correspondería al viento geostrofico.

### 6.3 PROCESOS DE FORMACIÓN DEL VIENTO

El viento con el que se está en contacto todos los días en las proximidades de la superficie terrestre, está influenciado por los siguientes factores:

- Gradiente barométrico
- Gravedad terrestre
- Rotación terrestre
- Curvatura de las isobaras
- Rozamiento o fricción

#### 6.3.1 GRADIENTE BAROMÉTRICO

El gradiente barométrico es la diferencia de presiones entre dos puntos; esta diferencia es la causante del viento.

La figura 60 muestra un tubo de sección unitaria, en el cual uno de sus extremos (a) registra una presión de 1010 hPa, y en el otro extremo (b) 1000 hPa, la diferencia de presiones de 10 hPa entre ambos extremos produce una fuerza de gradiente  $PH$ , que provoca que la masa de aire se traslade de a-b y en la dirección del eje del tubo, de las más altas a las más bajas presiones; o sea, perpendicular a las isobaras. Lo anterior se basa en la suposición de que la Tierra se encuentra sin movimiento de rotación y no hay rozamiento.

La fuerza de gradiente de presión  $PH$  aumenta cuanto mayor sea la diferencia de presiones entre a y b, y disminuye cuanto menor sea la diferencia de presiones entre los puntos mencionados.

$$PH = \frac{\Delta P}{\Delta d}$$

Donde:

$\Delta P$  = Diferencia de presión entre los puntos considerados

$\Delta d$  = Distancia entre los puntos considerados

El viento así generado es un viento ideal, ya que en la realidad no existe. Este viento es conocido como viento de Euler.

Las características del viento de Euler son las siguientes:

- La intensidad del viento es directamente proporcional a la diferencia de presiones, e inversamente proporcional a la distancia que separa las isobaras.
- La dirección del viento es perpendicular a las isobaras.
- El sentido del viento es del punto de mayor presión al de menor presión.

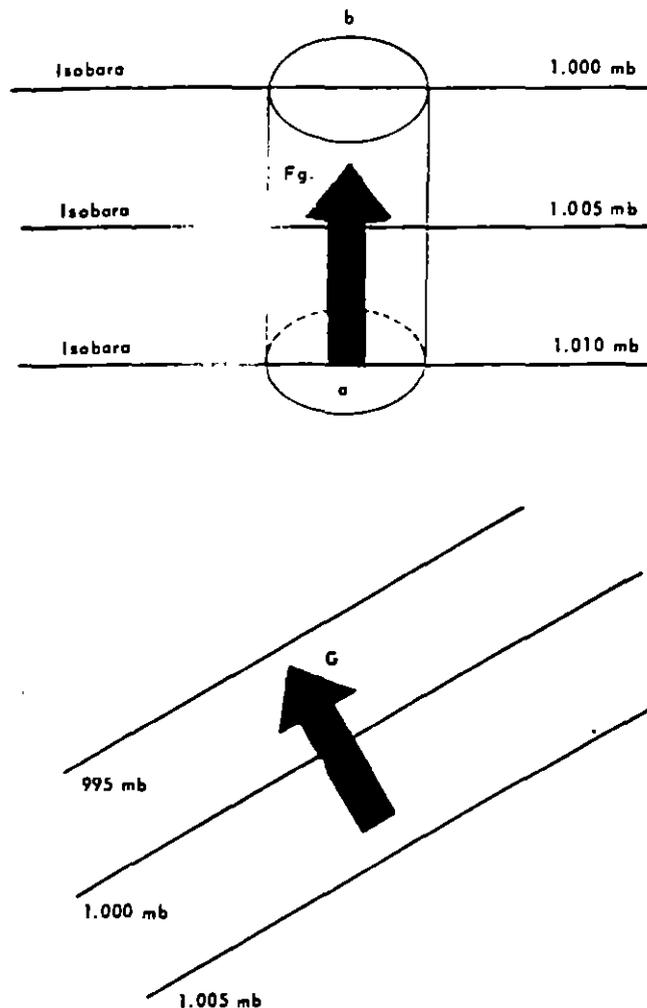


Figura 60 Formación del viento debido al gradiente de presión

### 6.3.2 GRAVEDAD TERRESTRE

Como la presión disminuye con la altura, el movimiento que el gradiente imprime al aire es hacia arriba.

La gravedad está dirigida hacia el centro de la tierra, favoreciendo la distribución de las masas de aire con respecto a su densidad, con lo que el aire más denso se extiende por debajo del de menor densidad.

Matemáticamente la gravedad está definida por:

$$F = mg$$

Donde:

m = Masa

g = Aceleración de la gravedad

El gradiente barométrico y la gravedad son dos fuerzas opuestas, cuya diferencia determina si un volumen de aire se mueve hacia arriba, hacia abajo, o se mantiene en equilibrio hidrostático.

### 6.3.3 ROTACIÓN DE LA TIERRA Y FUERZA DE CORIOLIS

Si la Tierra se mantuviera sin girar, el viento soplaría en línea recta de las altas a las bajas presiones. Pero al efectuar su rotación, entra la fuerza de Coriolis, la cual provoca que el viento se desvíe de su trayectoria.

La fuerza de Coriolis aparece cuando un cuerpo se mueve sobre otro que está girando. En este caso, el cuerpo que se mueve es la masa de aire y el que está girando es la Tierra. La fuerza de Coriolis provoca que el viento se desvíe hacia la derecha de su trayectoria en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur.

La figura 61 muestra la forma como actúa la fuerza de Coriolis. Considerando un punto A en el ecuador, donde se encuentra una masa de aire M que, si la Tierra no girase, se trasladaría como viento del sur siguiendo el meridiano AB. Pero como la Tierra gira no sigue esta dirección, sino que lo hace a lo largo de MR.

La masa de aire en A está sometida a dos velocidades, la de traslación (dirección AB) y la ocasionada por la rotación terrestre del punto del ecuador, en donde se

encuentra ( $\omega = 900$  nudos). Esta velocidad permanece constante por el principio de inercia, aún cuando la masa  $M$  se desplace.

Cuando el viento se desplaza hacia el norte, la masa de aire  $M$  va cortando paralelos geográficos cada vez de menor velocidad lineal de rotación (a menor radio de giro menor velocidad).

Como la velocidad que  $M$  tenía en  $A$ , y que aún mantiene, es superior a la de los dos paralelos que va cortando, aparece un incremento en la velocidad del punto mencionado con respecto a los sucesivos paralelos. Da la apariencia de que la masa de aire  $M$  se fuera adelantando al movimiento de la Tierra, por tener aquella mayor velocidad que los paralelos que va cortando a su paso. Esto es lo que hace que el viento siga la trayectoria  $MR$ .

La Fuerza de Coriolis, provoca una aceleración llamada "aceleración de Coriolis", que vale:

$$D = 2 v \omega \text{ sen } \varphi$$

Donde:  $a$  = aceleración de Coriolis  
 $v$  = velocidad del viento

$$\omega = \text{velocidad de rotación terrestre ( } 2 \frac{\pi}{24} \text{ radianes/hora)}$$

$$\varphi = \text{latitud geográfica}$$

El efecto de Coriolis supone una fuerza, que actúa sobre el aire. Su valor es proporcional a la velocidad del viento con relación a la superficie terrestre; para una misma velocidad, varía con la latitud y es nula en el ecuador, su máximo está en los polos (figura 61).

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

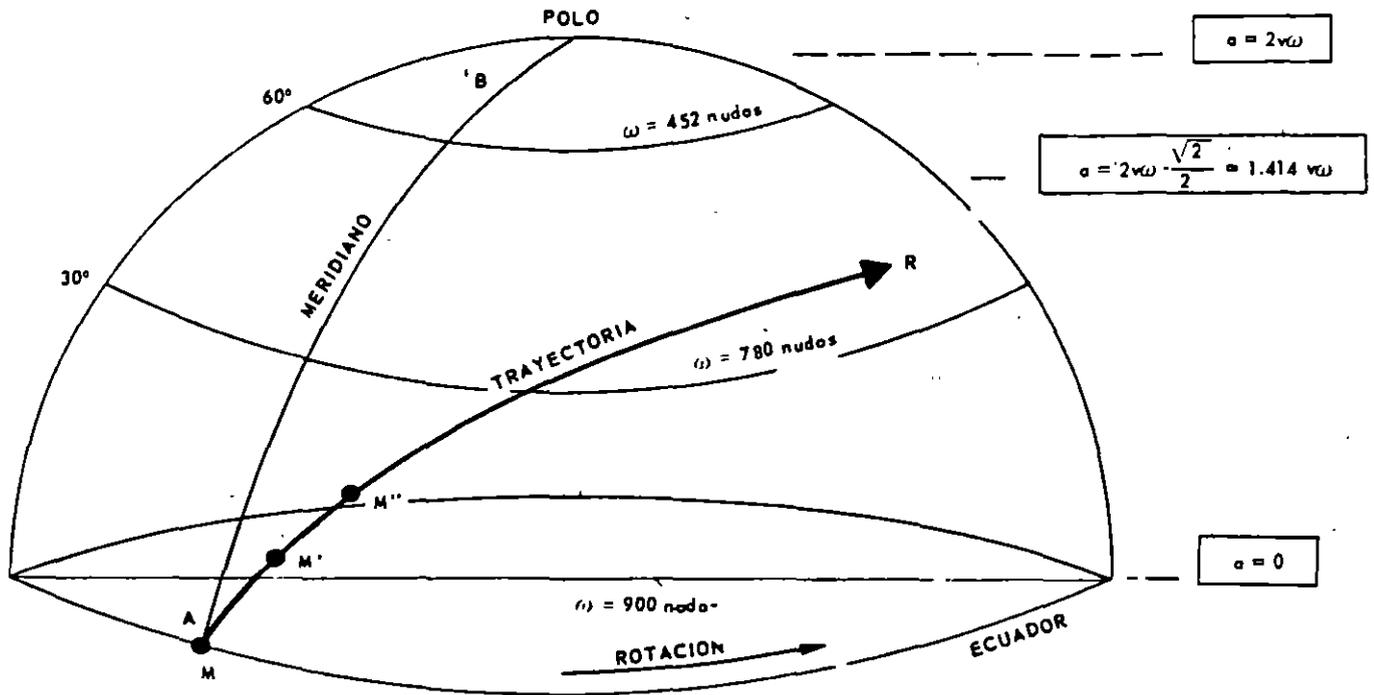


Figura 61 Fuerza de Coriolis y variación

### 6.3.4 VIENTO GEOESTRÓFICO

Las masas de aire inician su movimiento debido al gradiente de presión existente entre dos puntos, al empezar a moverse la masa de aire rápidamente actúa también la fuerza de Coriolis. Cuando estas dos fuerzas se equilibran, el viento resultante sopla paralelamente a las isobaras rectilíneas, y se le llama viento geostrófico (figuras 62 y 63).

El viento geostrófico se obtiene teniendo en cuenta las siguientes hipótesis:

- El flujo del aire se supone rectilíneo; es decir, las isobaras son líneas rectas, no hay curvatura, por lo que no existe aceleración centrípeta.
- No hay aceleración (velocidad es constante).
- El movimiento se supone libre de fricción (fuera de la capa de rozamiento).

Su expresión matemática es:

$$Vg = \frac{1}{\rho 2 \Omega \text{sen}\varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Donde:

$\rho$  = valor standard de la densidad; suele tomar el valor de:  $\rho = 1 \text{ kg/m}^3 = 0.001 \text{ g/cm}^3$

$\Delta p$  = Diferencia de presiones entre isobaras

$\Delta n$  = Distancia entre isobaras

De acuerdo a esta representación matemática el viento geostrófico, es directamente proporcional al incremento de presión e inversamente proporcional a la distancia entre isobaras.

Si las isobaras están muy próximas unas de otras, el viento es fuerte; si están muy separadas, el viento es débil.

El viento geostrófico es paralelo a las isobaras rectilíneas y está equilibrado por las fuerzas del gradiente horizontal de presión y la fuerza de Coriolis.

Cuando estas dos fuerzas son iguales y opuestas, no provocan desviación del movimiento hacia la derecha o la izquierda; este es el movimiento geostrófico. La figura 62 y 63 muestran este equilibrio para los hemisferios norte y sur.

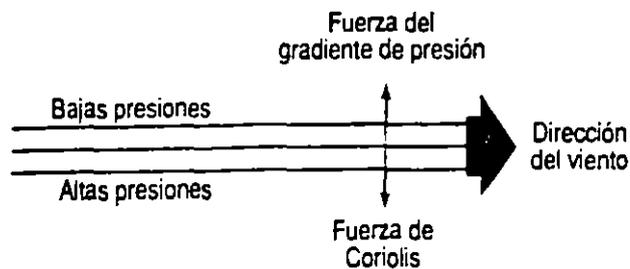


Figura 62 Movimiento geostrófico en el hemisferio norte.

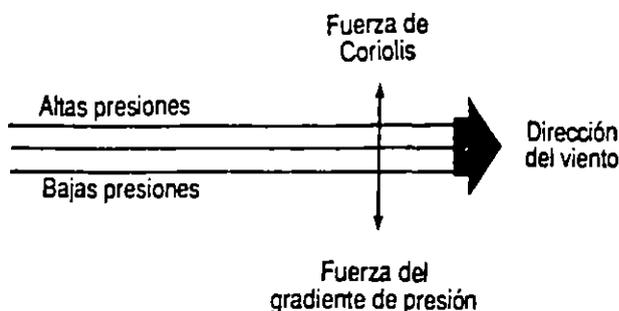


Figura 63 Movimiento geostrófico en el hemisferio sur.

El viento geostrófico puede determinarse sobre un mapa sinóptico con la ayuda de una escala de viento geostrófico, cuando las isobaras son rectilíneas (paralelas a los círculos máximos).

En el ecuador la velocidad del viento geostrófico no es determinable, porque la fuerza de Coriolis es nula. En ausencia de otras fuerzas, el aire se dirige allí en la dirección del gradiente de presión (de las altas a las bajas presiones).

Como la fuerza de Coriolis es débil en las bajas latitudes y el movimiento es raramente geostrófico entre  $15^{\circ}\text{N}$  y  $15^{\circ}\text{S}$ .

Algunas de las propiedades del viento geostrófico son las siguientes:

- En el Hemisferio Norte sopla paralelo a las isobaras rectilíneas, dejando a las bajas presiones a su izquierda y las altas a su derecha; en el Hemisferio Sur es lo contrario.
- Su velocidad es directamente proporcional a la diferencia de presión e inversamente proporcional a la distancia entre isobaras y al seno de la latitud.

- No se presenta sobre la superficie de la Tierra, sino por encima de los 1000 metros de altura, donde no existe rozamiento con el suelo.

### 6.3.5 CURVATURA DE LAS ISOBARAS

Si una masa de aire recorre una trayectoria circular, actúa una fuerza dirigida hacia afuera de la trayectoria (perpendicular a la tangente en un punto considerado); a esta fuerza se le denominada fuerza centrífuga, conocida también como sumando ciclostrófico.

$$A_C = \frac{v^2}{R}$$

Donde:

$A_C$  = Aceleración centrífuga

$v$  = velocidad del viento

$R$  = Radio de curvatura de las isobaras

### 6.3.6 VIENTO DE GRADIENTE

El viento de gradiente es el movimiento horizontal, de velocidad constante y sin rozamiento; por lo que que el movimiento es tangente a las isobaras en todo punto. La velocidad del viento correspondiente a estas condiciones es son las del viento de gradiente. El viento de gradiente es similar al viento geostrófico, con la diferencia que en el primero se presenta la fuerza centrífuga.

Considerando la figura 64 en la que se muestra una baja presión, se observa que las fuerzas que actúan para formar el viento de gradiente VG, son:

PH = Fuerza de gradiente de presión, la cual actúa de las más altas a las más bajas presiones.

D = Fuerza de Coriolis, que actúa sobre el viento a la derecha de la trayectoria de la partícula A (Hemisferio Norte).

$C$  = Fuerza centrífuga, que actúa hacia afuera de la trayectoria y en sentido del radio de curvatura de las isobaras.

En este caso la fuerza centrífuga suma su efecto a la fuerza de Coriolis, y la condición de equilibrio es  $PH = D + C$ .

La fuerza de gradiente de presión ( $PH$ ) equilibra a la fuerza producto de la aceleración de Coriolis ( $D$ ) y a la fuerza centrífuga ( $C$ ).

El viento de gradiente que resulta con la introducción de esta fuerza, tiene un valor y dirección prácticamente igual a la del viento geostrófico, excepto en formas isobáricas que tienen con un radio de curvatura muy pequeño.

En las latitudes cercanas al ecuador la fuerza de Coriolis es cero, y la ecuación de equilibrio es  $PH = C$ .

El viento resultante, en el que no actúa la fuerza de Coriolis, se denomina ciclostrófico.

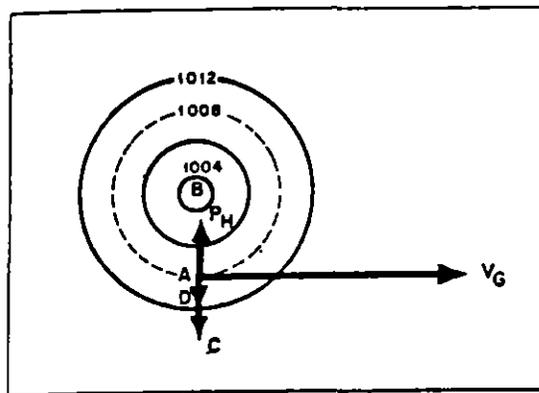


Figura 64 Viento de gradiente en un sistema de baja presión en el Hemisferio Norte

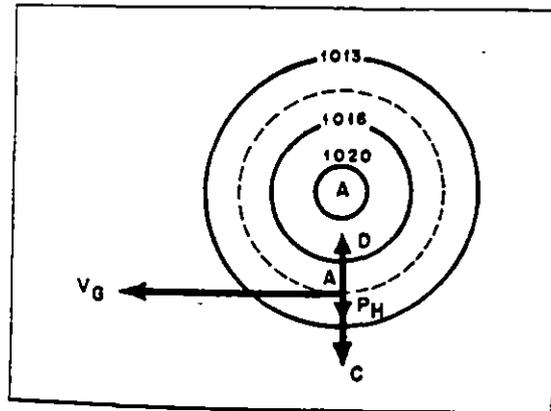


Figura 65 Viento de gradiente en un sistema de alta presión en el hemisferio norte

En el hemisferio norte el movimiento alrededor de una baja se realiza en sentido inverso al de las agujas del reloj, debido a que la fuerza de Coriolis se dirige hacia la derecha del viento. En el hemisferio sur el movimiento se realiza en el sentido de las agujas del reloj, porque la fuerza de coriolis se dirige hacia la izquierda de la trayectoria del viento. Sin embargo, en uno y otro caso a este movimiento se le denomina ciclónico.

El movimiento ciclónico tiene el mismo sentido que el movimiento de rotación de la Tierra. Esta rotación observada desde un lugar situado en el polo norte, parece tener el sentido inverso al de las agujas del reloj; cuando se le observa desde un punto situado sobre el polo sur, parece ser en el sentido de las agujas del reloj.

Al movimiento en sentido inverso al de rotación terrestre en cada hemisferios (idéntico al de una zona de alta presión) se le conoce como anticiclónico.

Como en el caso del movimiento geostrófico, también en el viento de gradiente el rozamiento es despreciable; sin embargo, como las isobaras son curvas, a menudo el viento de gradiente es una aproximación del viento real. La velocidad del viento de gradiente para una latitud dada depende no solo del gradiente de presión, sino también de la curvatura de las isobaras, que es difícil medir correctamente.

### 6.3.7 ROZAMIENTO DE LA SUPERFICIE TERRESTRE

Cuando un volumen de aire es afectado por el rozamiento o fricción del suelo, provoca que el viento no fluya paralelo a las isobaras, ya que es frenado y desviado por la fricción, desviándose hacia las bajas presiones y formando un ángulo con las isobaras de entre 25 y 35°.

La fuerza de rozamiento se opone al flujo del aire y es en sentido opuesto a la dirección del viento; su valor se define por:

$$F = K \cdot V$$

Donde:

F = Rozamiento

K = Constante del rozamiento

V = Velocidad del viento

De lo anterior se establece lo siguiente:

- El rozamiento origina que el aire no fluya paralelo a las isobaras, sino que se desvíe hacia las isobaras de baja presión.
- El rozamiento disminuye la velocidad del viento. El efecto del rozamiento varía según las asperezas que presenta la superficie. Sobre las superficies acuosas, la desviación del viento es de 25° a 35°, y la velocidad es del 80% del viento geostrófico. En terrenos muy accidentados la desviación puede ser hasta de 50,° y su velocidad puede reducirse hasta un 30%.

### 6.3.8 VIENTO REAL

El viento que resulta de la aplicación de la fuerza de rozamiento es el viento real o antitrípico; este viento es el que se tiene en contacto a diario en las proximidades de la superficie terrestre.

Los elementos que forman el viento real son: la fuerza de gradiente (PH), la fuerza de Coriolis (D), la fuerza centrífuga (C) y la fuerza de rozamiento. La figura 66 muestra como actúan estas fuerzas en el viento real. Como se puede observar en la figura anterior, la fuerza de Coriolis y de rozamiento tienen que ser iguales y contrarias a la fuerza de gradiente de presión, para anular a ésta.

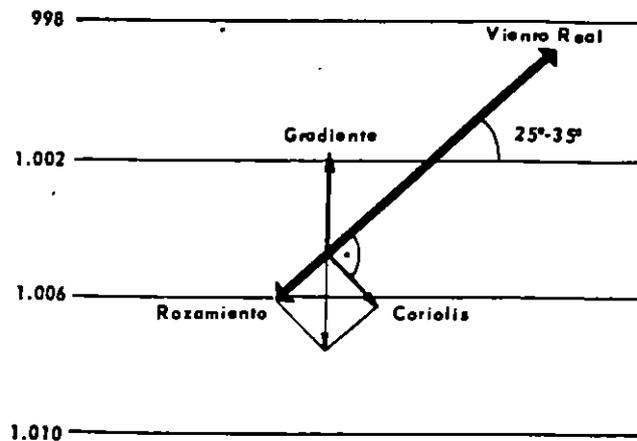


Figura 66 Viento real o antitrípico

## 6.4 LEY DE BUYS-BALLOT

En 1857 el meteorólogo holandés Buys-Ballot, enunció una relación entre la dirección del viento y las isobaras. En las figuras 67 y 68, se puede observar que si en el hemisferio norte se tiene el viento dando en la espalda del observador, las bajas presiones se localizan a la izquierda y un poco hacia adelante; las altas presiones a la derecha y un poco hacia atrás.

En el hemisferio sur las bajas presiones se localizan a la derecha y un poco hacia atrás; las altas presiones a su izquierda y un poco hacia adelante.

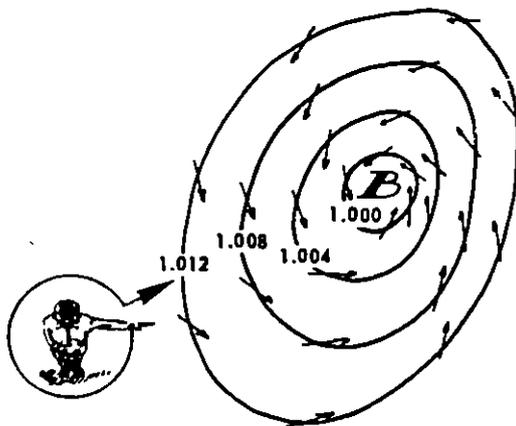


Figura 67 Ley de Buys Ballot  
(hemisferio norte)

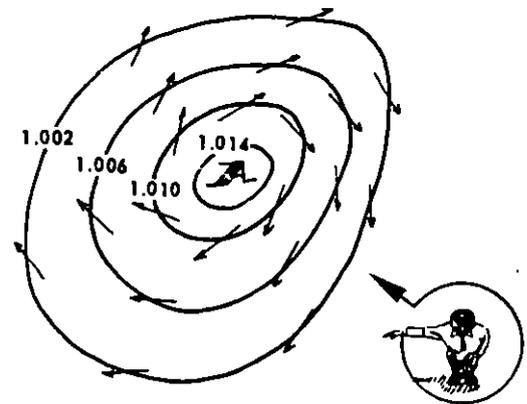


Figura 68 Ley de Buys Ballot  
(hemisferio sur)

## 6.5 CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA HORIZONTAL

Cuando varía la masa total de aire, resultan variaciones de presión en la base de esta columna. Esto debido a que a una disminución de masa corresponde un descenso de presión, y que a un aumento de masa corresponde un alza de presión.

Cuando el flujo de aire que penetra en una región 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 provoca el aumento de densidad. Los aumentos de densidad son siempre débiles y los movimientos verticales son

quienes compensan la convergencia.

El proceso inverso es la divergencia horizontal. Se presenta divergencia cuando el flujo de aire que sale de la región considerada excede al flujo de aire que entra. La divergencia provoca movimientos verticales.



Figura 68 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 la altitud. El efecto de la divergencia de altitud rebasa al de la convergencia de las capas bajas, ya que la presión desciende en superficie. La figura 68 representa una divergencia horizontal en X que excede a la convergencia horizontal en A, dando como resultado un movimiento ascendente.

Los anticiclones y los dorsales de presión en formación, están acompañados de convergencia en altitud y de divergencia en la baja troposfera, resultando un

movimiento descendente. La figura 68, representa una convergencia horizontal en Y, que excede a la divergencia horizontal en B, ya que la presión en superficie se eleva.

Si se produce un descenso fuerte de presión en A, se forma una depresión hacia la cual se dirige el aire por la fuerza del gradiente de presión. La fuerza de Coriolis proporcional a la velocidad del viento, es de débil, mientras que el movimiento se acelera y el equilibrio con la fuerza del gradiente no se establece inmediatamente. Entonces se forma un movimiento ascendente lento sobre una extensa superficie. Si el aire es suficientemente húmedo se pueden formar masas nubosas y precipitaciones importantes.

Cuando la presión aumenta en B se forma un anticiclón, estableciéndose un movimiento descendente lento sobre un área amplia, que impide la formación de nubes.

El rozamiento provoca, incluso cuando aumenta la fuerza de Coriolis, un flujo perpendicular a las isobaras de las altas hacia las bajas presiones. Una convergencia en las capas bajas se asocia también a las depresiones, y, una divergencia en los anticiclones. Sin embargo, la capa límite es sólo afectada ligeramente y los movimientos verticales son débiles. El rozamiento en superficie puede también intervenir en la formación de nubes, pero no puede provocar más que precipitaciones muy débiles.

## 6.6 ADVECCIÓN DEL AIRE

La atmósfera es un medio en donde los movimientos en 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 en general a gran escala y puede provocar el transporte de energía calórica desde las regiones tropicales hacia las zonas polares sobre distancias de miles de kilómetros.

El transporte horizontal de calor 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. Puede provocar la formación de nubes.

## 6.7 CLASIFICACIÓN DEL VIENTO

El viento se puede clasificar de diferentes maneras:

- De acuerdo a su dirección e intensidad

**Laminar:** Viento cuya dirección e intensidad es constante.

**Turbulento:** Viento que registra variaciones continuas tanto en su dirección como en su intensidad, afectando toda los niveles del espacio (onda de montaña).

**Racheado:** Viento con aumentos bruscos en su velocidad y variaciones en su dirección. Aparece bruscamente, después de haber existido largos períodos de calma (paso de una tormenta eléctrica, una línea frontal, una línea de turbonadas, etc.).

**Variable:** Viento con cambios frecuentes de dirección (paso de un sistema convectivo, línea frontal).

**Estable:** Viento que sopla con un cierto carácter de constancia y no cambia de dirección.

- De acuerdo a su localización

**Generales:** Los que reinan en una amplia región geográfica (nortes en el Golfo de México).

**Locales:** Vientos que fluyen en una reducida área geográfica, y que son producto de las características locales de la superficie (Brisas de mar, brisas de tierra, vientos anabáticos, vientos katabáticos, efecto fohen, etc.).

- Por su duración

**Periódicos:** Aquellos que se establecen en ciertas épocas del año, coincidiendo su aparición con la estación del año (Alisios, monzones, nortes, etc.).

**Ocasionales:** Vientos que no tienen un carácter fijo, ni en cuanto a su duración ni a su aparición (primera racha de la tormenta).

- De acuerdo a las causas que intervienen en su formación:

**Orográficos:** vientos cuya causa principal de formación es la orografía (anabáticos, katabáticos y efecto fohën).

**Anabáticos:** Los que ascienden por la pendiente de una montaña.

**Catabáticos:** Los que descienden por la pendiente de la montaña.

**Brisas de montaña:** Flujo que se dirige de la montaña al valle.

**Brisas de valle:** Flujo que se dirige del valle hacia las partes altas de montaña

- Por las causas de formación

**Viento de Euler:** Viento ideal que no existe en la realidad, soplaría perpendicular a las isobaras de las altas a las bajas presiones, si la tierra no tuviese el movimiento de rotación y no actuasen además otras fuerzas.

**Viento geoestrófico:** Viento que resulta de la aplicación de las fuerzas de gradiente bórico y fuerza de Coriolis. Flujo paralelo a isobaras rectilíneas, que se origina fuera de la capa de rozamiento.

**Viento de gradiente:** Viento que resulta de la aplicación de las fuerzas de gradiente bórico, fuerza de Coriolis y fuerza centrífuga. Flujo paralelo a isobaras curvilíneas que se origina fuera de la capa de rozamiento.

**Viento real:** Viento que se forma por la aplicación de las fuerzas de gradiente de presión, fuerza de Coriolis, fuerza centrífuga y fuerza de rozamiento. Flujo de aire paralelo al suelo que se origina dentro de la capa de rozamiento.

- Brisa de mar

Se origina en las proximidades de las costas, frecuentemente al final de la mañana. Viento que sopla del mar hacia la costa, alcanza su máxima intensidad 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 muy débil cuando el cielo está nublado. Este viento se llama brisa de mar.

La causa básica de este movimiento del aire es el diferente calentamiento entre la superficie del mar y las de tierras cercanas a la costa, causado por la radiación solar. Durante el día, la temperatura de la superficie del mar sube muy lentamente comparada con la temperatura de la superficie del suelo, y por lo tanto las capas de la atmósfera se hacen cada vez más calientes sobre la tierra que sobre el mar.

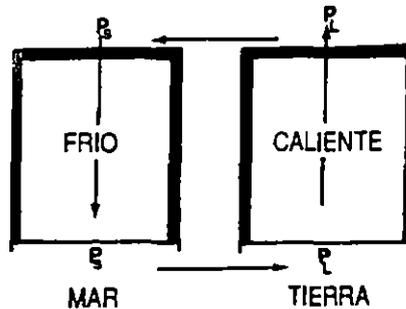


Figura 69 Diferencias de presiones que resultan por diferencias de calentamiento

Para explicar mejor este viento local, en la figura 69, se muestran dos columnas de aire de la misma altura situada una sobre las tierras y la otra sobre el mar. El aire cálido sobre las tierras 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 por esto y se hace más grande que la presión  $P_m$  al mismo nivel sobre el mar. El resultado es que el

aire en altitud tiende a desplazarse hacia el límite superior de la columna fría.

Al nivel del mar, debido a la transferencia de aire en altitud, la presión  $P_m$  sobre el mar se hace más grande 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 reemplazar el aire que va hacia la tierra.

En la figura 70, se muestra el resultado de estos movimientos. En las latitudes superiores a  $20^\circ$ , aproximadamente, la fuerza de Coriolis es suficiente para influir sensiblemente sobre la dirección de la brisa de mar cuando se establece la circulación.

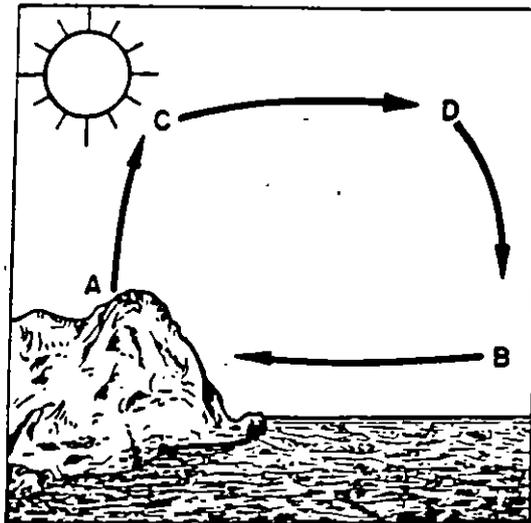


Figura 70 Brisa de mar

En los trópicos, los contrastes entre las temperaturas sobre el mar y sobre la tierra son muy marcados. 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 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 velocidad del viento resultante será más grande.

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 velocidad 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.

- Brisa de tierra o terral

Durante la noche a primeras horas del día, en las regiones costeras, pueden establecerse brisas dirigidas de la tierra hacia el mar. Como resultado del enfriamiento nocturno por radiación que actúa más rápidamente sobre el suelo que sobre el mar. Ocasionando que las temperatura del suelo puede llegar a ser más baja que la del mar y que el aire de las capas bajas y sobre la tierra se hagan más frías que el aire que se encuentra sobre el mar.

Por lo tanto, el aire sobre la superficie del suelo al ser más frío será más denso y descenderá hacia el mar.

Como la presión disminuye en altitud sobre las tierras se hace más baja que la que reina al mismo nivel sobre el mar, entonces, el aire en altura, se mueve en la dirección del mar hacia la tierra en altitud.

Al nivel del mar se produce lo contrario, la presión sobre el mar llega a ser inferior a 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 71, muestra el esquema de la circulación que se establece en este caso.

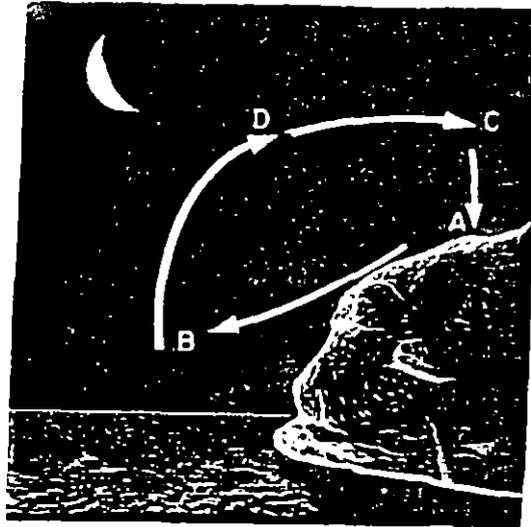


Figura 71 Brisa de tierra

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 sobre el mar cerca de la costa.

- Vientos catabáticos

Durante las noches claras, 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, también es conocido como brisa de montaña. Se establece durante la noche, cuando el suelo se enfría por radiación.

El aire en contacto con el suelo se enfría y se vuelve más denso que el aire que le rodea, por lo que la gravedad le obliga a descender por la pendiente del terreno.

La figura 72 muestra cómo se establecen los vientos catabáticos. La línea AB representa la pendiente del terreno. El punto C, está situada sobre la pendiente,

mientras que el punto D, está situado en la atmósfera libre.

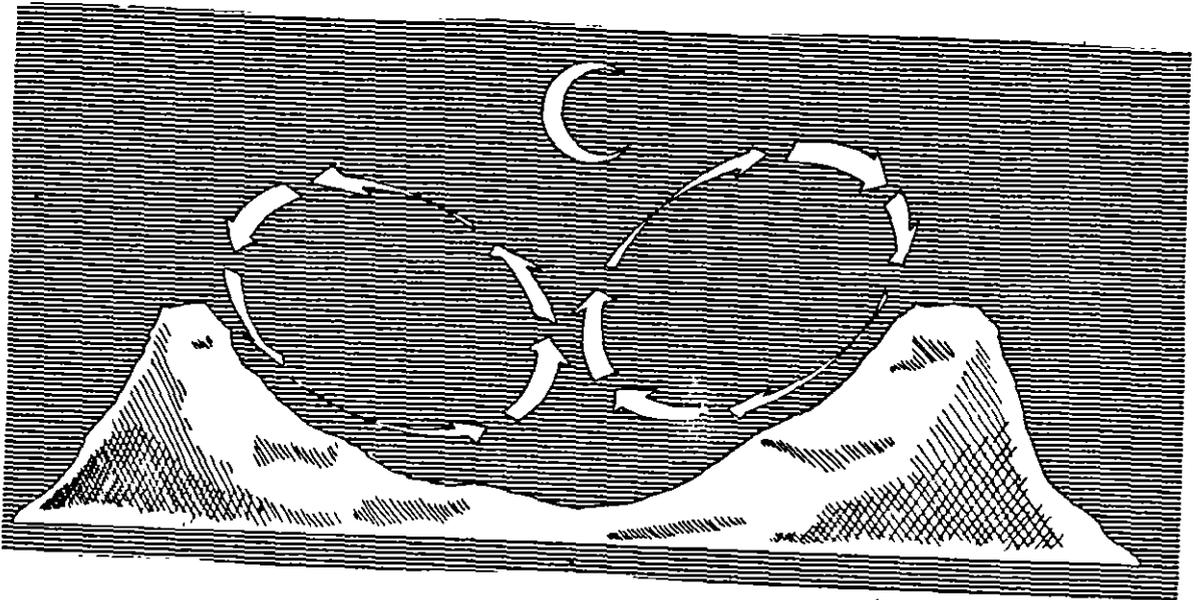


Figura 72 Vientos catabáticos o brisa de montaña

El enfriamiento radiactivo durante la noche clara, provoca el descenso la temperatura del suelo en 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 más elevadas 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, la compresión no es adiabática 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, el viento catabático, puede reforzar la brisa de tierra durante la noche provocando en el mar vientos de tierra muy fuertes. En Alaska a Los vientos anabáticos se les conoce con el nombre de "bora" y es extraordinariamente frío y de menor temperatura que la existente en el valle.

- Vientos anabáticos

Los vientos anabáticos, resultan del proceso inverso que da lugar a los vientos catabáticos. Es un flujo de aire de velocidad moderada que sube por la pendiente de las montañas o de las colinas cuando el tiempo es cálido.

Cuando el cielo es claro, los valles y las pendientes de las montañas se calientan por influencia de la radiación. El aire que está en contacto con el suelo se calienta, haciéndose menos denso que el que se encuentra al mismo nivel en la atmósfera libre. El aire calentado y menos denso, tiende a elevarse y es reemplazado 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 esta expansión fuese adiabática el movimiento se pararía, pero, en la realidad, al contacto con la pendiente cálida, se produce un aporte continuo de calor que compensa el enfriamiento.

Los vientos anabáticos también como brisa de valle son débiles, aunque, con tiempo caluroso, el gradiente de presión resultante de las diferencias de temperatura pueda ser elevado. En realidad, el aire ascendente tiene siempre tendencia a separarse de la pendiente para elevarse más rápidamente y formar movimientos de inestabilidad convectiva, ver figura 73.

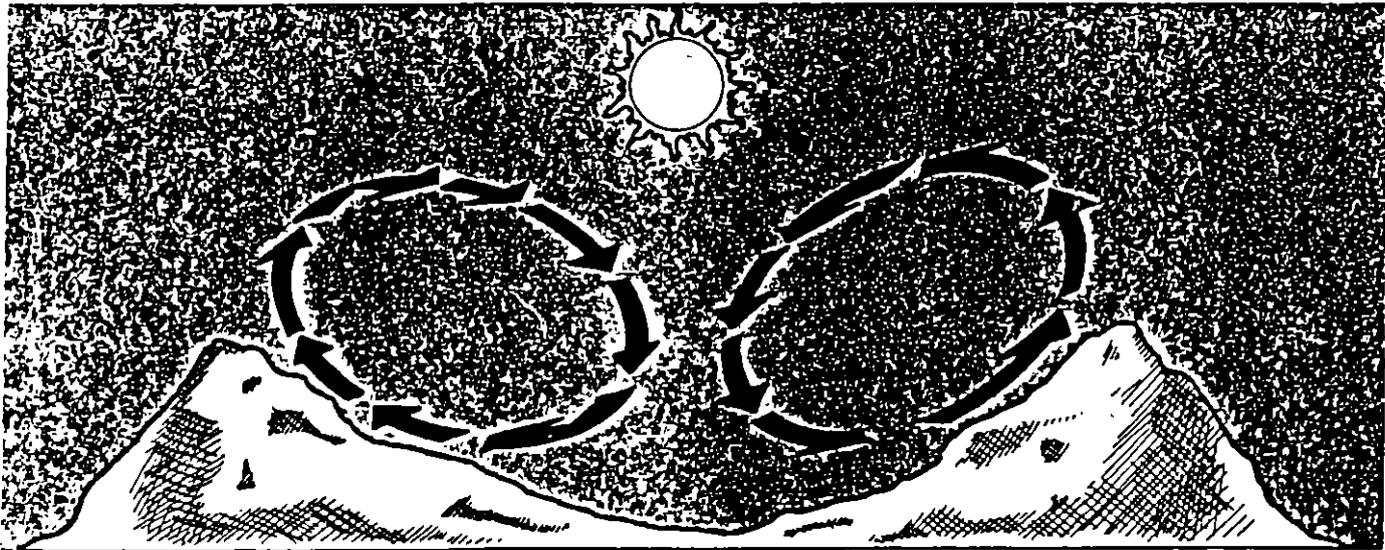


Figura 73 Vientos anabáticos o brisa de valle

- Efecto fohën

Fenómeno que se observó por primera vez en las montañas del Tirol en los Alpes, consiste en el descenso por la ladera de una montaña, de un aire extraordinariamente caliente y seco con respecto a la temperatura y humedad que reina en el valle. Se denomina föhen a todo tipo de viento de montaña que responde a estas características.

El proceso que lo provoca se manifiestan 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, forman cristales de hielo.

Durante la formación de la nubes, el calor latente liberado compensa en parte el enfriamiento adiabático y el aire se enfría según la adiabática saturada (o nubosa) que es más débil. Esta liberación de calor latente constituye la esencia del proceso que más tarde dará origen al föhn.

De la nube orográfica que se forman 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 föhn.

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 contienen las nubes se evaporan 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 la ascendencia 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 la adiabática seca.

Al llegar al llano, el aire tiene una temperatura superior a 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. Cuando el föhn llega al final de la pendiente opuesta de la montaña el aire es, pues, cálido y seco, ver figura 74.

En algunos países el efecto föhn es conocido con otras denominaciones: en las Rocallosas como "Chinook", en el sur de California "Santa Ana", etc.

Las partes que identifican la generación del föhn son las siguientes, y, pueden ser identificadas en la figura 74:

- 1 Aire caliente y húmedo que asciende por la pendiente de la montaña, enfriándose de acuerdo al gradiente adiabático seco ( $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m.}$ ).
- 3 Base de las nubes o nivel de condensación en el lado de barlovento de la montaña.
- 2 Sistema nuboso y registro de precipitaciones en el lado de barlovento de la montaña.
- 4 Cima de la montaña o como muralla föhn.
- 5 Calentamiento del aire inducido por el descenso del viento de acuerdo al gradiente pseudoadiabático.
- 6 Base de las nubes en el lado de sotavento de la montaña.
- 7 Calentamiento del aire seco inducido por el descenso del viento de acuerdo al gradiente adiabático seco.

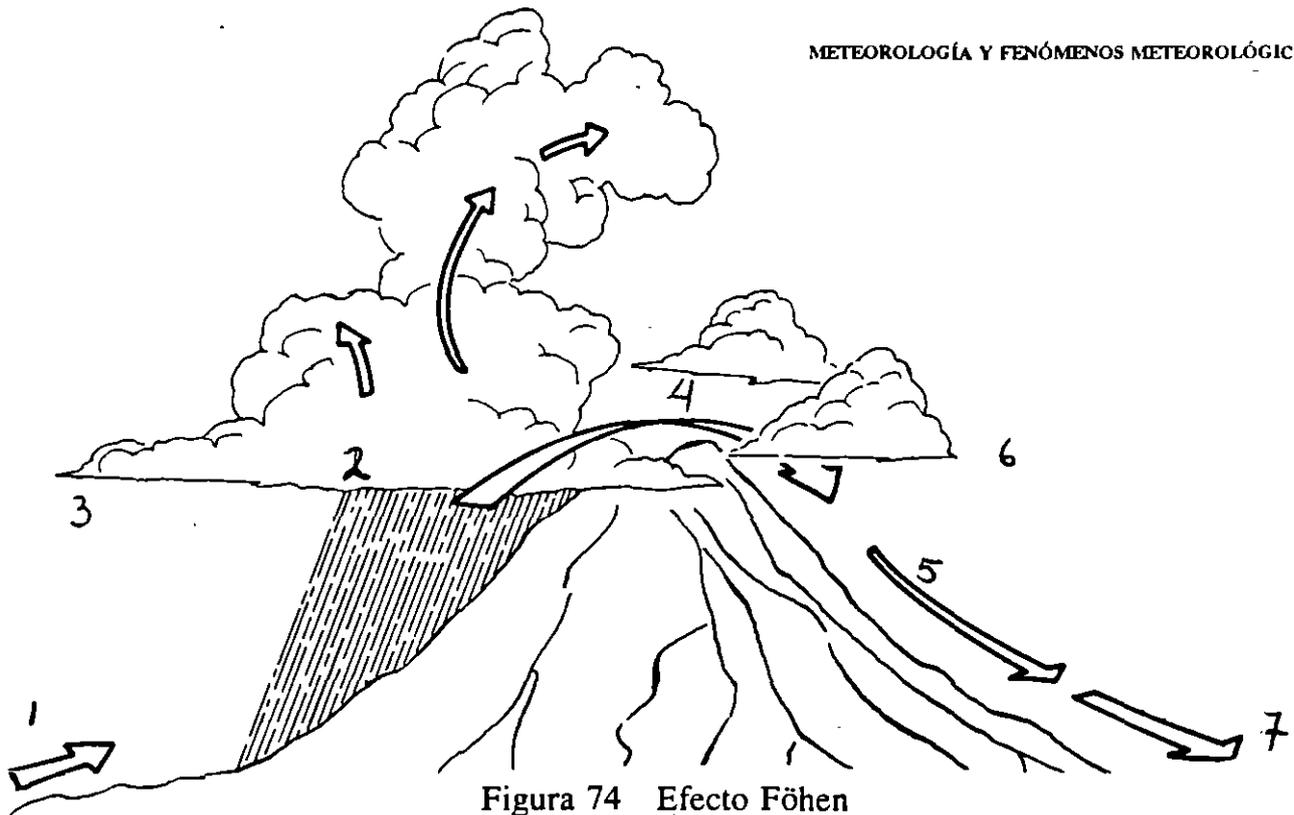


Figura 74 Efecto Föhn

## 6.8 CIRCULACIÓN GENERAL

Los estudios de la circulación general de la atmósfera datan desde 1853, en que se organiza un primer estudio de vientos a escala planetaria, que sirviera de base a un primer esquema de la circulación general. Otros estudios que fueron organizados para explicar la circulación atmosférica, fueron los experimentos internacionales llevados a cabo, los cuales son:

- 1882-83, el Año Polar Internacional
- 1932-33, el Año Polar Internacional II
- 1957-58, el Año Geofísico Internacional
- 1964-65, los Años Internacionales del Sol en Calma
- 1976, inicio del Programa experimental GARP (Global Atmospheric Research Program), con el Experimento Tropical y el Experimento Polar

La meta de estos estudios es llegar a establecer un modelo numérico de circulación atmosférica que sirva de base a la predicción y modificación artificial del tiempo y el clima. Cuando se quiere predecir el estado futuro de la atmósfera, es necesario considerar a la atmósfera en su conjunto y observar su evolución durante un período bastante largo para comprender los diversos acontecimientos que en ella se producen.

El estudio de los diversos intercambios de aire entre las distintas regiones de la tierra, consiste en determinar el movimiento medio de la troposfera y el movimiento medio de la estratosfera inferior para un cierto período de tiempo. Este movimiento medio en conjunto es lo que se llama circulación general de la atmósfera.

La tierra al recibir la radiación solar se calienta de manera desigual debido, por una parte al ángulo de incidencia de los rayos solares y por otra parte a la influencia de mares, cordilleras, vegetación, etc.

Los rayos solares inciden perpendicularmente sobre las zonas tropicales, mientras que en los polos, éstos, se reciben muy inclinados. Si no existiera el intercambio de masas de aire entre las diversas regiones de la tierra, en las regiones ecuatoriales la temperatura ascendería más y más, mientras que en los polos bajaría como consecuencia de lo antes explicado. Pero no se registra lo anterior debido a que existe un intercambio de masas de aire entre ambas regiones. El aire de la zona tropical se dirige hacia el polo y el polar se desplaza hacia la región tropical, manteniendo las temperaturas de la tierra dentro de los mismos márgenes. Si la tierra estuviera inmóvil, o sea, que no girase, y, si su superficie fuese uniforme, ocurriría una circulación como la que se muestra en la figura 75, donde el intercambio de las masas de aire sería: las calientes tropicales se desplazarían hacia el polo, y las frías polares hacia las zonas tropicales.



Figura 75 Circulación meridiana  
(Tierra no gira y superficie uniforme)

Pero si se suponemos que la tierra gira, y, si su superficie la seguimos considerando uniforme, la circulación que observaríamos fuese la que se indica en la figura 76, y que se resume de la siguiente manera:

- En el ecuador, el aire caliente se eleva como consecuencia de su menor densidad. A medida que asciende, éste, se enfría, llegando a una altura en donde alcanza el equilibrio hidrostático y donde se acumula, por lo que la presión aumenta en las capas altas a la altura del ecuador. Posteriormente, el aire en la altura, diverge hacia las latitudes altas de ambos hemisferios, en su trayectoria y por influencia del efecto de Coriolis el viento toma una dirección del suroeste (SW) en el hemisferio norte y del noroeste (NW) en el hemisferio sur. A la altura de los 30° en ambos hemisferios el aire converge, formando un cinturón de bajas presiones en altura. La convergencia da como resultado una acumulación de masa y por gravedad ésta subside, originando un cinturón de altas presiones en superficie.
- A la altura de los 30° de latitud en ambos hemisferios, se registra un cinturón de altas presiones (anticiclones tropicales), los cuáles son generados por la subsidencia de aire frío y seco. Estos anticiclones causan divergencia en superficie, con una componente que se dirige hacia el sur que origina los vientos alisios en ambos hemisferios, del noreste en el hemisferio Norte y del sureste en el hemisferio Sur; la otra componente del aire se dirige hacia el polo, con vientos del tercer cuadrante (SW) entre los 30° y 60°N y, del noroeste (NW) entre los 30° y 60°S. Esta divergencia produce una convergencia a la altura de los 60° de latitud en ambos hemisferios.
- A los 60° de latitud en ambos hemisferios, debido al exceso de calentamiento y a la convergencia, se forma un cinturón de bajas presiones subpolares, donde el aire nuevamente asciende por su menor densidad, así como del aumento de masa en superficie. El aire en su proceso de ascenso se enfría, y, alcanza su nivel de equilibrio hidrostático, donde se origina nuevamente una acumulación de masa (Alta presión en altura). Esta acumulación de masa, origina una divergencia en altura, con una de sus componentes hacia los 30° de latitud que tiene una dirección del Noreste para el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur. La otra componente viaja hacia los polos y tiene una dirección del suroeste en el hemisferio norte y del noroeste en el hemisferio sur. La divergencia causa una convergencia a la altura de los 60° y 90° de latitud en ambos hemisferios, que origina una baja presión a los 60° y otra a la altura de los

90°. La convergencia en estas latitudes, provoca una acumulación de masa y la subsidencia de la misma.

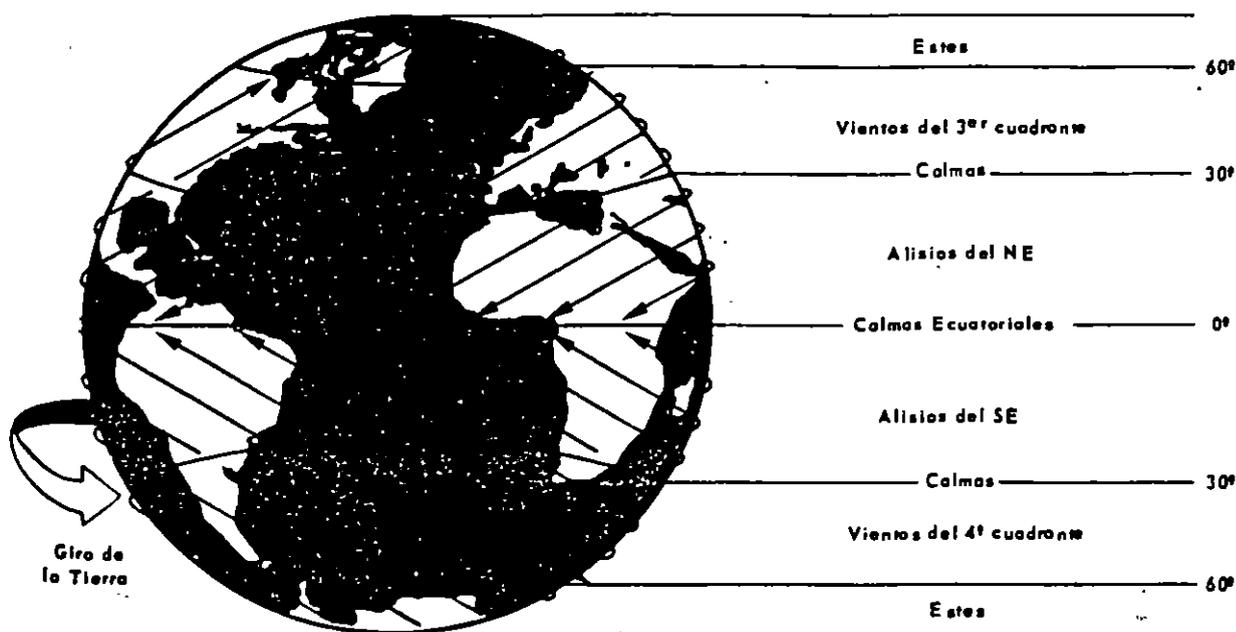


Figura 76 Circulación atmosférica  
(Tierra girando y superficie uniforme)

- En los polos (90° de latitud), debido a la subsidencia de aire frío y seco, se establece un anticiclón, que causa divergencia en superficie, y que da lugar al establecimiento de vientos del primer cuadrante (NE) entre los 90° y 60° de latitud Norte y de vientos del segundo cuadrante (SE) en el hemisferio sur. Cerrándose con esto el intercambio de masas de aire entre las zonas ecuatoriales y las polares.

Ahora, si suponemos que la tierra gira, y, si su superficie está influenciada por mares, cordilleras, vegetación, etc., la circulación media real que observaríamos fuese la que se indica en conjunto en las figuras 77 y 78.

La circulación en la troposfera inferior, comprende el espesor que va desde la superficie a 700 hPa y tiene una amplitud de 3 000 m.. Esta capa está expuesta al rozamiento, calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre. Mientras la circulación en la parte superior de la troposfera e inferior de la estratosfera no está influenciada por el rozamiento. La figura 77 muestra el movimiento horizontal medio del aire en la troposfera inferior, el cuál no es tan complejo, presenta las siguientes características:

- Sistemas de vientos anticiclónicos centrados en las regiones polares de ambos hemisferios, los cuales se caracterizan por ser cuasiestacionarios y se modifican ligeramente con los cambios de estación. En la época de sol alto estos sistemas de vientos no excede de 1030 hPa, mientras que en los meses más fríos la presión media excede este valor y alcanza cotas de hasta 1050 hPa.
- Sistemas de vientos anticiclónicos centrados entre los 30° y 40° de latitud en el océano Pacífico, Atlántico e Indico de ambos hemisferios, los cuáles son cuasiestacionarios o se mueven muy lentamente con los cambios de estación. Estos sistemas modifican su presión durante los meses calientes hasta comportarse como sistemas aislados de presión en océanos fríos, mientras que en los meses fríos, éstos, se extienden de forma continua sobre los continentes y océanos.
- Sistemas de vientos ciclónicos que aparecen, casi de manera permanente entre los 50° y 70° de latitud aproximadamente. Uno de los cuales está centrado en el suroeste (SW) de Alaska sobre las Islas Aleutianas, otro sistema de vientos ciclónico global se observa sobre Groenlandia e Islandia y el último es el que se observa al Sur de América del Sur y Africa. Estos sistemas de vientos como se mencionó anteriormente son permanentes en sus zonas de origen, pero en algunas ocasiones se generan otros en dichas latitudes que son transitorios y que viajan de oeste a este, invadiendo en algunas ocasiones las latitudes más bajas.
- Sistema de vientos ciclónicos, que se intensifican durante el verano y casi desaparecen durante el invierno. Este es el caso del sistema localizado en el noroeste (NW) de la República Mexicana o suroeste (SW) de Estados Unidos de Norte América, otro es el sistema ciclónico centrado en Africa, el localizado al norte de la India, y por último el localizado al norte de Australia.
- Cinturón de vientos débiles o calmas ecuatoriales (en las cercanías del ecuador).

La figura 78 muestra el movimiento horizontal medio del aire en la troposfera superior y estratosfera inferior, el cuál es menos complejo por no estar influenciada de la fricción del suelo, sus características se resumen de la siguiente manera:

- Sistemas de vientos ciclónicos, ubicados en las regiones polares, que originan vientos que tienen una dirección de Este a Oeste entre los  $60^\circ$  y  $80^\circ$  de latitud.
- Sistema de vientos zonales entre los  $40^\circ$  y  $60^\circ$  de latitud en ambos hemisferios con vientos con dirección del Oeste al Este y en forma ondulatoria, cuya máxima velocidad la registra a una latitud promedio de  $50^\circ$  aproximadamente.
- Sistema de vientos zonales entre los  $5^\circ$  y  $15^\circ$  de latitud en ambos hemisferios, que tienen una dirección del Oeste al Este y que alcanzan su máxima velocidad a una latitud de  $10^\circ$  aproximadamente.
- Sistemas de vientos anticiclónicos semipermanentes de ambos hemisferios como los del Pacífico, Atlántico e Indico.
- Sistemas de vientos ciclónicos permanentes y semipermanentes, como los localizados en el suroeste (SW) de Alaska sobre las Islas Aleutianas, sobre Groenlandia e Islandia y el que se observa al Sur de América del Sur y África.

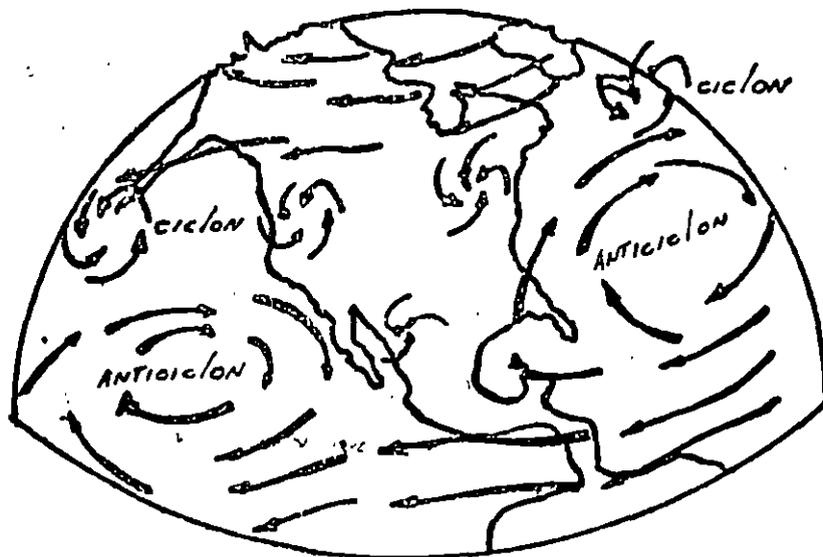


Figura 77 Circulación en la troposfera inferior

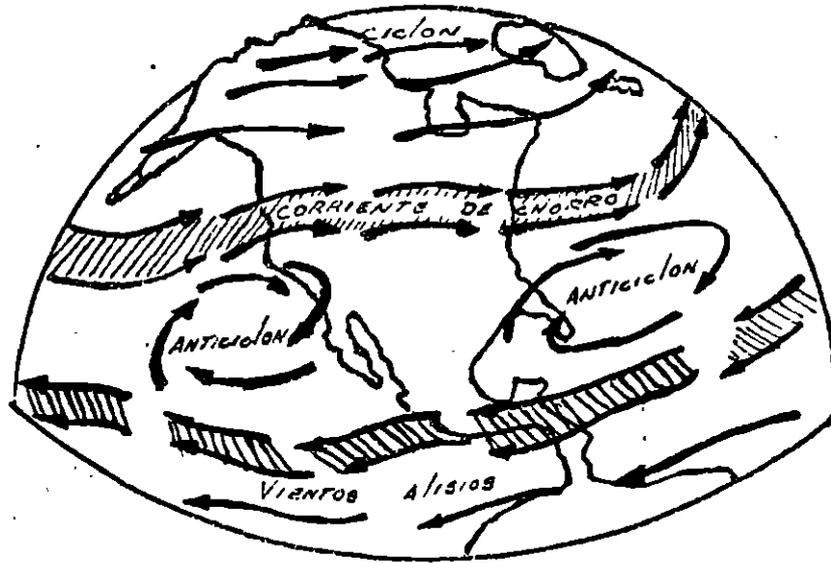


Figura 78 Circulación atmosférica en la troposfera superior y estratosfera inferior

La figura 79 muestra un flujo zonal medio a lo largo de los paralelos entre los  $90^{\circ}\text{S}$  y  $90^{\circ}\text{N}$ . El centro de la zona de bajas presiones templadas está situado próximo a los  $60^{\circ}$  de latitud. Su posición en altura se desplaza rápidamente hacia el polo en el límite entre la corriente del oeste y los vientos del este árticos.

El eje vertical de las altas presiones subtropicales está inclinado hacia el ecuador, partiendo de la superficie, aproximadamente en los  $30^{\circ}$  de latitud. Este eje forma el límite entre los vientos del oeste y los vientos del este tropicales que, en las capas bajas, son la componente zonal de los alisios.

El movimiento medio de la troposfera inferior y el de la troposfera superior unidos con los movimientos ascendentes y descendentes de aire constituyen lo que nosotros denominamos la circulación general de la atmósfera.

La circulación atmosférica continúa siendo objeto de estudio con la finalidad de conocerla mejor y tener una explicación satisfactoria de los procesos físicos que la originan y la mantienen vigente.

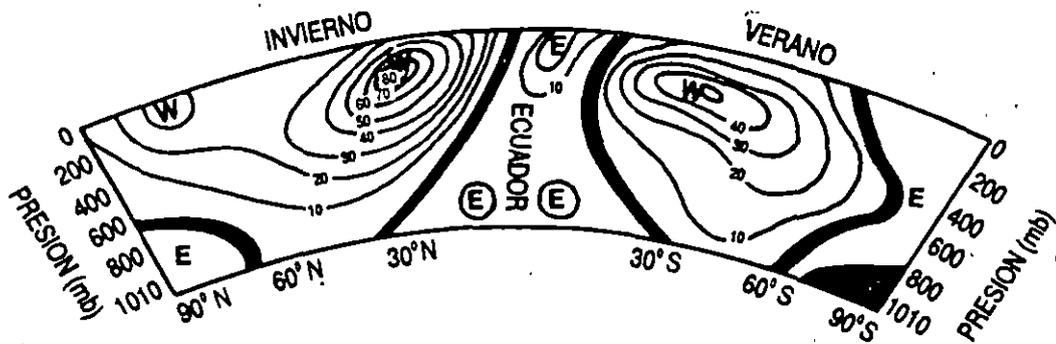


Figura 79 Viento zonal medio en nudos

### 6.8.1 CORRIENTE EN CHORRO (JET STREAM)

La figura 79 muestra 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 velocidad hasta aproximadamente al nivel de 200 hPa (unos 12 km) y luego, por encima de este, decrece. La velocidad máxima del viento en invierno, en el corte vertical, es casi el doble de la del verano.

La distribución vertical de la velocidad del viento presenta una corriente en chorro, es decir una fuerte corriente de aire que circula en un "tubo" relativamente estrecho (conocida como jet stream o jet). 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 inferior, caracterizado por una fuerte cizalladura horizontal y verticalmente y que puede presentar uno o varios máximos de velocidad. Esta velocidad del viento debe ser superior a 60 nudos."

Las corriente en chorro que se pueden observar en los mapas diarios son: la corriente en chorro subtropical que está situada hacia los 200 hPa, en la proximidad de las altas presiones subtropicales, alrededor de los 30° de latitud; 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 con respecto a la latitud es muy variable debido a que sigue los desplazamientos del frente polar hacia los polos o hacia el ecuador. En ciertas partes se confunden con la corriente en chorro subtropical cuya posición es más constante. También se confunde con esta corriente en chorro en los cortes de viento zonal.

## 6.8.2 MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA

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 ha sido propuesto por Hadley en 1735. Comprendía, para cada hemisferio, una sola célula de circulación análoga a la que se ha representado en la figura 80. Numerosas objeciones de orden científico se oponen a este tipo de circulación que, además, no está de acuerdo con los datos de observación que actualmente se dispone.

En 1928 el meteorólogo sueco T. Bergeron propuso un modelo de circulación que consta de tres células. Este modelo fue modificado por C.G. Rossby en 1947 y está representado en la figura 81.

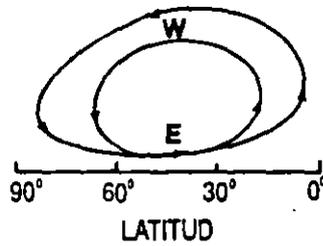


Figura 80 Corte meridiano que representa la circulación general

La ventaja de este modelo es que manifiesta la existencia de una zona de subsidencia y de calmas encima de la posición media del cinturón de las altas presiones subtropicales. Explica igualmente los movimientos ascendentes y el tiempo nuboso y lluvioso alrededor de la posición media de las bajas presiones templadas y ecuatoriales.

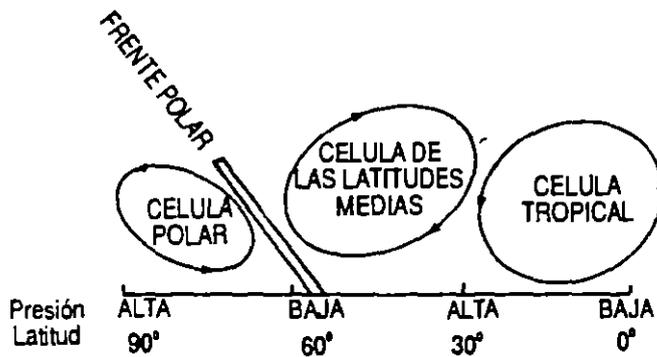


Figura 81 Modelo de circulación meridiana que incluye tres células

Durante los dos últimos decenios se han recogido suficientes observaciones en altitud que han hecho necesario revisar el modelo de circulación de tres células. Por ejemplo, en 1952, E. Palmén ha sugerido que los mapas de circulación media tendían a velar y ocultar algunas de las características más importantes de la circulación general.

La figura 82 representa la circulación general meridiana propuesta por Palmén. Las corrientes en chorro del frente polar y subtropicales están representadas por un círculo negro.

Este modelo de circulación está constituido por tres células:

- Una célula tropical.
- Una célula extratropical o célula del frente polar.
- Las regiones situadas del lado polar de las depresiones templadas.

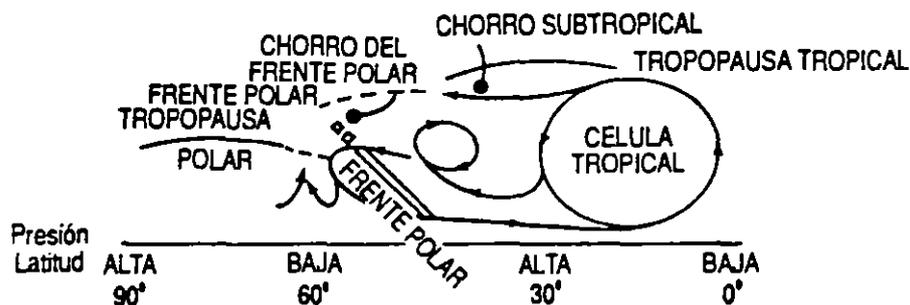


Figura 82 La circulación meridiana en invierno, según Palmén

La célula tropical, como podemos observar en la figura 82, contiene los intercambios de masas de aire entre  $0^\circ$  y  $30^\circ$  de latitud con movimientos ascendentes y subsidencias.

La célula extratropical es más compleja, debido a las complicaciones que introduce la naturaleza migratoria del frente polar. Además, la circulación media en esta célula es mucho más débil que en la célula 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 meridianas de ruptura del frente polar que penetran hacia el norte o el 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 del lado polar en latitudes de  $60^\circ$  es aún mal conocida. De la observación parece deducirse que la circulación meridiana 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 depresiones templadas en relación con la convergencia de las capas bajas alrededor de los  $60^\circ$  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 colorante, 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.

Recientemente la utilización de calculadores eléctricos 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 precisas suministradas por los observadores de meteorología y por las estaciones automáticas de toda la superficie del globo. La Organización Meteorológica Mundial se ocupa activamente de obtener este resultado al organizar la Vigilancia Meteorológica Mundial.

## AUTOEVALUACION

1. Explique qué es un anemómetro y qué es una veleta. Redacte breves notas sobre su emplazamiento.
  
2. Defina:
  - a) Racha
  - b) Turbonada
  - c) Capa límite
  
3. Explique sirviéndose de esquemas, el movimiento geostrófico y de gradiente:
  - a) En el hemisferio norte
  - b) En el hemisferio sur
  
4. Explique sirviéndose de un esquema, el viento real, para el hemisferio norte.
  
5. Enuncie la ley de Buys-Ballot. Muestre, con ayuda de esquemas, su aplicación para cada uno de los hemisferios.
  
6. Cual es la diferencia entre: convección, advección, turbulencia, subsidencia y viento.
  
7. Describa el proceso de formación de la brisa del mar y la brisa de tierra. Ayúdese de esquemas.
  
8. Describa los procesos de formación de las brisas de montaña y de valle. Representélas mediante un esquema.

9. ¿Qué se entiende por foëhn?. Describa los procesos de formación de este flujo y explique las dos propiedades siguientes de este viento:
- a) Temperatura elevada
  - b) Aire seco o con poca humedad
10. Cuál es el significado de las expresiones siguientes:
- a) Circulación general de la atmósfera
  - b) Depresiones templadas
  - c) Altas presiones subtropicales
  - d) Viento medio zonal
  - e) Anticiclones semipermanentes
  - f) Corriente en Chorro
12. Dibuje el esquema de la circulación meridiana de invierno de Palmén.

## CAPÍTULO VII

### NUBES

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos que definen las nubes; así como los procesos que dan lugar a su formación, explicando las características de cada género, especie y variedad. Así mismo, calculará la altura a la que se encuentran las bases de las nubes e identificará el tipo a que corresponde. Transcribirá a través de símbolos y modelos los distintos tipos de nubes en el mapa sinóptico.

#### INTRODUCCIÓN

Cuando el vapor de agua cambia de estado se condensa en pequeñas gotas de agua o de cristales de hielo, formando nubes blancas a grandes altitudes y nubes bajas grises u oscuras que cubren grandes extensiones en el cielo.

El tiempo dominante en una localidad depende en gran manera de las nubes que se formen; por eso es de gran interés para la meteorología el análisis de la estructura y evolución de las nubes.

En los últimos años, las observaciones satelitales y las fotografías de las nubes en la mayoría de las regiones del mundo, han contribuido notablemente a su estudio; al igual que las observaciones de aeronaves, ya que completan los conocimientos en esta materia.

## 7.1 LAS NUBES

Las nubes son conjuntos de partículas minúsculas de agua líquida o de hielo (o ambas) en suspensión en la atmósfera. Este conjunto también puede contener partículas de agua líquida o de hielo de mayores dimensiones y partículas procedentes de vapores industriales, de humo o de polvo.

## 7.2 CAUSAS DE LA FORMACIÓN DE NUBES

Las nubes se forman cuando una masa de aire húmedo se enfría hasta conseguir la saturación, y posteriormente la condensación. Para que se forme una nube son necesarias las siguientes condiciones:

- Masa de aire húmedo
- Proceso de enfriamiento
- Existencia de núcleos de condensación

Los procesos de enfriamiento se originan por medio de diversos procedimientos:

- Turbulencia mecánica (o de rozamiento)
- Convección (o turbulencia térmica)
- Advección
- Ascenso orográfico
- Frentes

## 7.3 CLASIFICACIÓN DE LAS NUBES DE ACUERDO A LOS PROCESOS DE ENFRIAMIENTO

- Nubes de turbulencia mecánica

La turbulencia mecánica o de rozamiento es provocada por una serie de torbellinos provenientes del flujo de aire en las cercanías de la superficie terrestre; esta turbulencia es favorecida por la presencia de obstáculos como árboles, edificios, colinas, etc.

El aire en la capa límite sufre una intensa mezcla a causa de la turbulencia mecánica. Si la capa límite es estable, se produce un enfriamiento en su parte superior y un recalentamiento en su parte inferior. Si el aire no está saturado, se

establece un gradiente adiabático seco en la capa turbulenta.

La turbulencia provoca movimientos ascendentes y descendentes que favorecen la mezcla del vapor de agua en la capa turbulenta, pudiéndose alcanzar la saturación por debajo de la cima de la capa de rozamiento. La condensación se alcanza a una altura sobre el suelo, llamada nivel de condensación de mezcla (N.C.M.), y que corresponde a la base real de la nube.

En caso de formarse una nube por turbulencia, el gradiente adiabático se establece por debajo de la base (N.C.M.). Por encima de la base se establece el gradiente adiabático saturado o nuboso, hasta el nivel de la cima de la capa turbulenta. La nube se extiende hasta el nivel de la inversión de turbulencia en la cima de la capa de rozamiento. La nube que se forma (Stratus) es inicialmente una capa nubosa sin forma definida, pero sus superficies inferior y superior parecen onduladas.

Al producirse estas ondulaciones el espesor de la nube varía y puede presentar claros, a causa de que la condensación en la nube se produce en las corrientes ascendentes; en las corrientes descendentes interviene la evaporación. Esta nube se clasifica en el grupo de los Stratocumulus, cuyo proceso de formación se presenta en la figura 83.

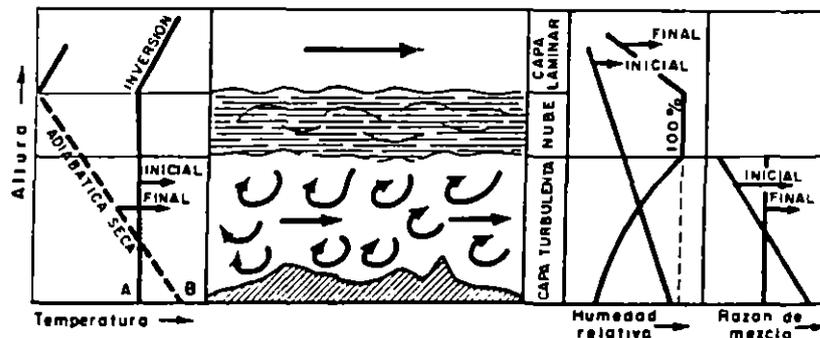


Figura 83 Formación de nubes de turbulencia.

Las nubes de turbulencia, que son bajas y desgarradas de mal tiempo (Stratus fractus y Cumulus fractus), frecuentemente se forman abajo de las nubes de lluvia, como los Nimbostratus, Altostratus y Cumulonimbus. La palabra fractus significa roto.

Estas nubes adquieren la humedad de la evaporación de las gotas de lluvia, y del agua de lluvia que moja el suelo. La turbulencia cercana al suelo produce las nubes desgarradas, en la capa de aire muy húmeda comprendida entre el suelo y la base de la capa nubosa principal.

- Nubes convectivas

La diferente absorción de energía solar por la superficie de la tierra, origina la formación de corrientes verticales ascendentes; si se considera una masa de aire húmeda en ascenso, a medida que esta masa gana altitud pierde temperatura, debido a la expansión adiabática. Cuando la masa de aire alcanza el nivel de condensación, el vapor de agua se convierte en gotas de agua o pequeños cristales de hielo, dependiendo de la temperatura que adquiera la masa de aire.

Las corrientes verticales o de convección se desarrollan cuando el aire se sobrecalienta en las proximidades de la superficie. La convección (turbulencia térmica) se combina con la turbulencia mecánica o de rozamiento para provocar la mezcla en las capas bajas de la atmósfera.

Mientras el aire permanece sin saturarse, el gradiente vertical de temperatura tiende hacia el gradiente adiabático seco; este gradiente se establece hasta el nivel de condensación de la capa convectiva. Las nubes se forman a este nivel, pero su desarrollo vertical depende de otros factores; en particular del valor del gradiente vertical de temperatura en el nivel de la base de las nubes.

Cuando el gradiente vertical es superior al gradiente adiabático saturado, la atmósfera es inestable para las partículas de aire nuboso, las cuales se elevan hasta el nivel en que dejan de ser más cálidas que el aire que las rodea; de esta forma se desarrollan las nubes cumuliformes. La distancia vertical entre la base y la cima de las nubes puede variar desde 1 km. hasta 15 km. o más. Las nubes de convección aisladas y de débil desarrollo vertical son los conocidos Cumulus de buen tiempo, que no producen precipitaciones.

En ocasiones las corrientes verticales están limitadas por una marcada inversión por encima del nivel de condensación de la capa convectiva. Entonces, la cima de la nube se extiende bajo la inversión y la nube se transforma en Stratocumulus.

En determinadas situaciones, el gradiente vertical sobre el nivel de condensación es mayor que el gradiente adiabático saturado en un gran espesor. Si la humedad es suficiente, la nube se puede desarrollar hasta una elevada altitud.

La cima de las nubes puede alcanzar el nivel en que se forman cristales de hielo. Tal nube que tiene gran desarrollo vertical y está formada en sus partes altas por cristales de hielo, es del tipo Cumulonimbus, nube de tormenta. 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 84 representa una nube Cumulonimbus con su cima fibrosa o estriada.

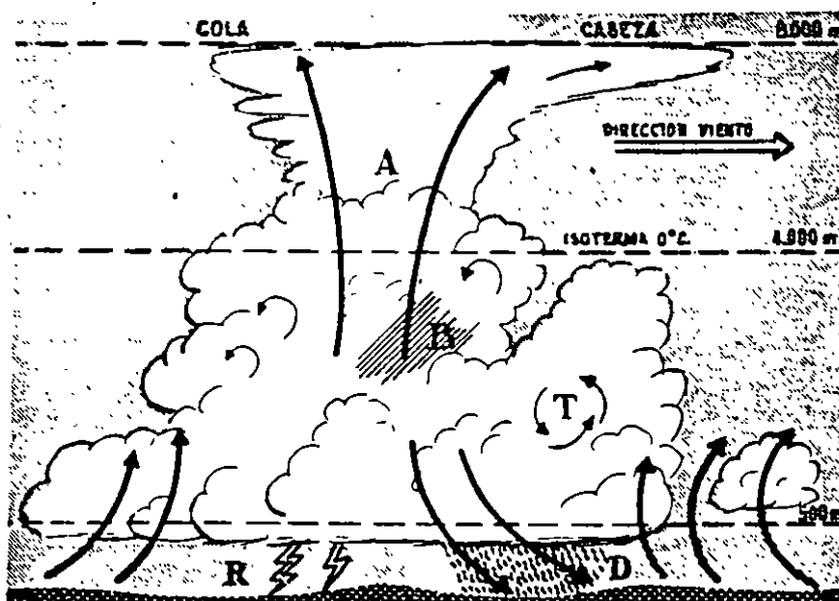


Figura 84 Cumulonimbus

En las Cumulonimbus se producen precipitaciones fuertes de carácter de chubasco según el grado de inestabilidad, altitud y temperaturas alcanzadas. La base de la nube puede situarse a menos de 1 km de altitud y su dimensión vertical llegar, e incluso sobrepasar, los 15 km. Durante los chubascos, se forman nubes desgarradas turbulentas debajo de la base de la nube principal, que algunas veces alcanzan la superficie terrestre.

Si la cima de la nube alcanza una capa estable o una inversión, ésta se extiende horizontalmente, tomando entonces la bien conocida forma de yunque.

Cuando la inestabilidad atmosférica es muy fuerte, enormes cantidades de energía se desprende por la liberación del calor latente. Las velocidades verticales de las corrientes ascendentes llegan a sobrepasar los  $10 \text{ ms}^{-1}$  y, temporalmente, impiden la caída de las gotas de agua, incluso las más grandes. Cuando cesan las corrientes verticales se producen en este caso, violentos chubascos.

En los trópicos, los Cumulonimbus alcanzan las más grandes altitudes, esto, como consecuencia de que la tropopausa está más elevada en estas regiones. No es raro observar en estas regiones nubes cuyas cimas alcanzan o superan los 15 km.

En los trópicos, la temperatura en el nivel de condensación es muy alta y, por lo tanto, el contenido de vapor de agua en el aire es más elevado; por lo cual la condensación libera mayor cantidad de calor latente y las tormentas son muy violentas.

Los fenómenos asociados a la convección son muy importantes en las regiones tropicales y se caracterizan porque forma nubes Cumulus y Cumulonimbus en cuyo seno se registra fuerte a violenta turbulencia, granizo, aparato eléctrico y corrientes verticales cuya intensidad depende del desarrollo de la nube considerada.

#### 7.4 NUBES DE ADVECCIÓN

Las masas de aire son enfriadas también por movimientos horizontales, que dan lugar a la formación de nubes por advección.

Cuando una masa de aire caliente y húmedo se traslada sobre una superficie fría u otra masa de aire frío, aquella comenzará a enfriarse, tanto más rápido cuanto mayor sea la diferencia de temperatura entre las dos masas. Si la masa de aire más caliente posee una cantidad suficiente de humedad, habrá condensación, dando lugar a la aparición de una nube de advección. Este tipo de nubes así formado, es del tipo Stratus, figura 85.

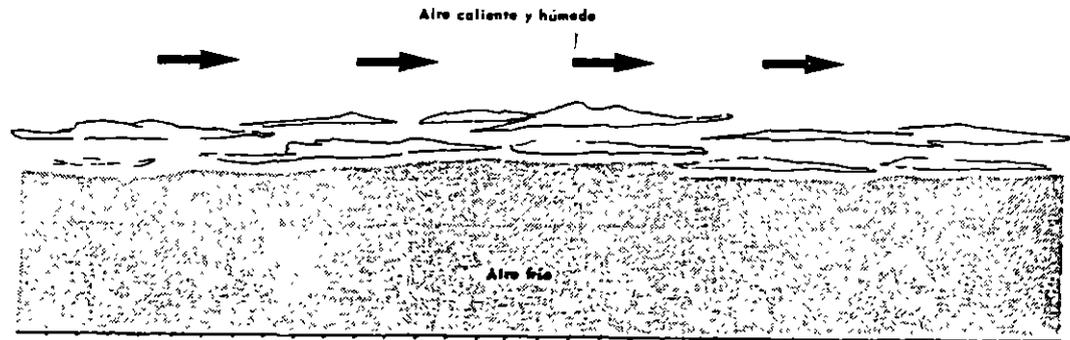


Figura 85 Nubes de advección

## 7.5 NUBES OROGRÁFICAS

Las nubes orográficas son las que se forman en las crestas de las montañas. La Orografía es la parte de la Geografía que estudia las montañas. En este párrafo vamos a estudiar lo que se produce, 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. El movimiento ascendente afecta a una capa espesa 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 puede formar nubes.

Las nubes que se forman por ascendencia orográfica 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 débilmente inestable se forman Cumulus. Si la atmósfera es inestable en un espeso estrato 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 recalentamiento y su rápida disipación.

Las nubes orográficas se forman continuamente a barlovento y se disipan en la vertiente contraria. 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 86, representa la formación de nubes orográficas.

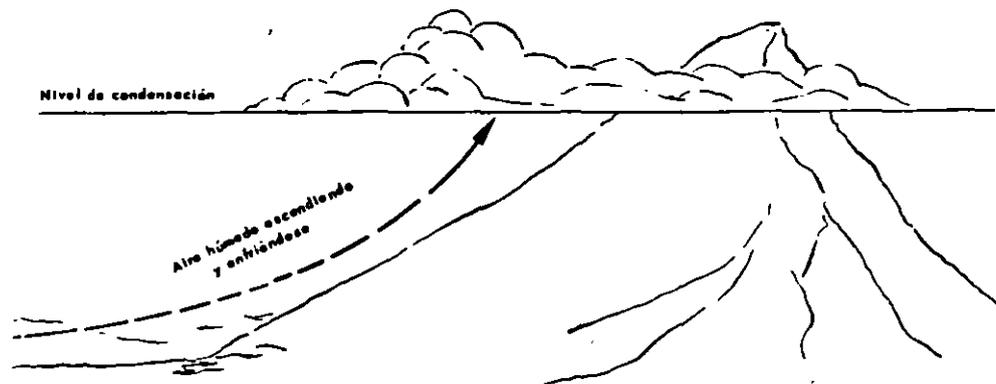


Figura 86 Nubes orográficas

Cuando el aire está casi saturado en el interior de una capa situada en altitud, la ascendencia orográfica 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 lenteja. Es una nube lenticular.

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 nuevamente en vapor de agua (figura 87).

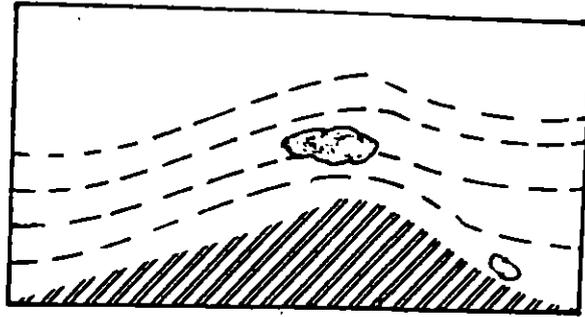


Figura 87 Nubes lenticulares

En ocasiones se forma una serie de ondas estacionarias a sotavento de una cadena de colina. En ciertas condiciones de estabilidad, el movimiento ascendente provocada por la barrera orográfica aumenta con la altitud. 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 a la barrera. Las partículas de aire siguen, por lo tanto, una trayectoria ondulada, por lo que se dice que se han formado ondas estacionarias.

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 elevadas, 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.

## 7.6 NUBES FRONTALES

Son las nubes formadas por el paso de un frente frío, caliente y ocluido. En un frente frío, la masa de aire, avanza y se encuentra a su paso a una masa de aire caliente, provocando que el aire caliente se ve obligado a ascender, formando con esta ascendencia nubes de desarrollo vertical (Cumulus y Cumulonimbus).

Cuando la masa de aire caliente es la que avanza, alcanzando a una masa de aire frío que se retira; el aire caliente de menor densidad se ve obligado a ascender sobre el frío. En su ascenso el aire caliente se va enfriando adiabáticamente de manera gradual hasta alcanzar la temperatura de condensación o punto de rocío, iniciándose la condensación con la que aparecen las nubes del tipo Stratus sobre una gran extensión y la formación de nieblas en el aire próximo a la superficie, figura 88.

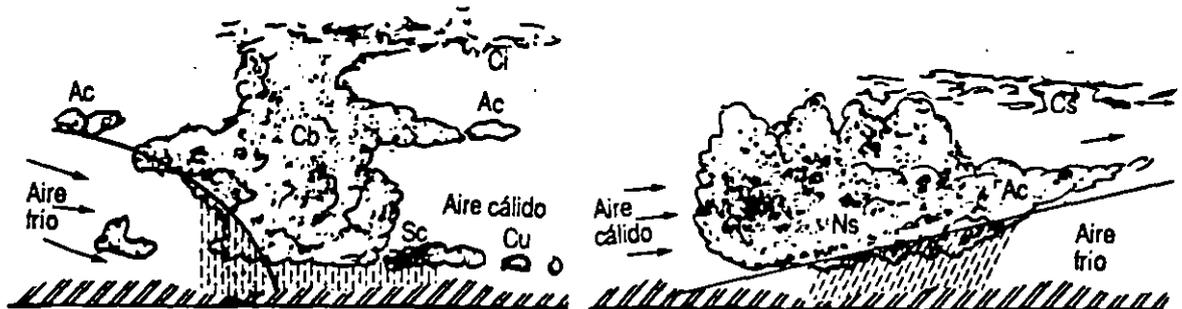


Figura 88 Nubes frontales

## 7.7 DISIPACIÓN DE 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 recalentamiento 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 recalentamiento 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 asciende, su humedad relativa baja y el aire puede dejar de estar saturado; entonces, 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, recalentando 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 limitada 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 durante la mañana, alcanzando su máximo desarrollo en el transcurso de la tarde y desapareciendo rápidamente cuando el suelo se vuelve a enfriar al final de la jornada.

El aire que rodea a las nubes generalmente no está saturado. La mezcla de este aire con la nube puede hacer que la humedad del aire nuboso llegue a ser inferior a 100 por ciento, produciéndose cierta evaporación y la nube parece sufrir una erosión que puede disiparla.

El proceso de mezcla con el aire ambiente actúa de manera sensible sobre la base de los Cumulus de buen tiempo donde la erosión se manifiesta poco después de su formación y de que se eleve. En el interior de las tierras, 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 alcanzan el máximo de su altitud.

## 7.8 DENOMINACIONES DE LAS NUBES

El nombre de las nubes se ha derivado de las formas, estructuras, la altura a la cual se encuentra su base, y de acuerdo a los procesos que la formaron. De acuerdo a su forma se clasifican en: nubes cumuliformes y nubes estratiformes.

Las nubes cumuliformes, son aquellas que tienen la forma de cumulus (montón), en general estas nubes están separadas unas de otras con cielo claro. Mientras que las nubes estratiformes, tienen la forma de stratus (capa, velo, etc.) que ocultan grandes extensiones de cielo.

Los nombres utilizados para designar las nubes sirven para describir su tipo y su forma. La palabra latina "nimbus" (velo o nube) 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 a causa del viento. La palabra "cirrus" (filamento, rizo) se emplea cuando las nubes tienen un aspecto filamentoso.

## 7.9 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS NUBES

Las nubes son conjuntos variables de partículas de agua líquida o de hielo, o de ambas cosas a la vez, que se mantienen en suspensión en la atmósfera. Este conjunto puede contener además de las partículas de agua y hielo de mayores dimensiones y partículas procedentes de vapores industriales, humo o de polvo.

El aspecto de una nube depende esencialmente de la naturaleza, número y repartición en el espacio de las partículas que las constituyen; depende también de la intensidad y del color de la luz que la nube recibe, así como también de las posiciones relativas del observador y de la fuente de luz (astro luminoso) con relación a la nube.

Los principales factores que intervienen en la descripción del aspecto de una nube son sus dimensiones, su forma, estructura y su textura, así como también su luminancia y color.

La luminancia de una nube está determinada por las cantidades de luz reflejada, difundida y transmitida por las partículas que las constituyen. Esta luz procede, en

su mayor parte, directamente del astro luminoso o del cielo; una cantidad notable de luz puede proceder también de la superficie de la tierra. Esta luminancia puede modificarse por la presencia eventual de calima o fenómenos ópticos como los halos, coronas, arco iris, etc.. Durante el día, la luminancia de las nubes es suficientemente fuerte para que éstas sean fácilmente observables. Mientras que por la noche, las nubes son visibles sólo cuando la superficie iluminada de la luna es mayor de un cuarto.

El color de una nube depende esencialmente del color de la luz que recibe. No obstante, la calima interpuesta entre el observador y la nube puede alterar el color de ésta. También pueden ser modificados por ciertos fenómenos luminosos (halos, coronas, arco iris, etc.)

El color de las nubes varía igualmente por su posición relativa con relación al observador y al sol.

## 7.10 CLASIFICACIÓN DE LAS NUBES

Las nubes están en perpetua evolución y se presentan, por consiguiente, bajo una infinita variedad de formas. Es, sin embargo, posible definir un número limitado de formas características que se pueden observar frecuentemente en cualquier parte del globo y que permiten clasificar las nubes en diferentes grupos. La clasificación que ha sido establecida de las formas características, implica una subdivisión en géneros, especies, variedades, particularidades suplementarias y nubes anexas y nubes madres.

### ● GÉNEROS DE NUBES

Los géneros son los grupos principales de nubes, que se excluyen mutuamente; es decir, que ninguna nube determinada puede pertenecer más que a un sólo género.

Los diez géneros principales de nubes son:

- Cirrus
- Cirrocumulus
- Cirrostratus
- Altcumulus
- Altostratus

- Nimbostratus
- Stratocumulus
- Stratus
- Cumulus
- Cumulonimbus

## ● ESPECIES

La observación de las particularidades en la forma de las nubes y de diferencias en su estructura interna, han conducido a subdividir la mayor parte de los géneros de nubes en especies. Una nube observada en el cielo perteneciente a un género determinado no puede ser calificada más que en una sola especie, lo que significa que las especies se excluyen mutuamente. Por el contrario, hay especies que pueden pertenecer a varios géneros. Ejemplos los Cirrus, altocumulus y stratocumulus.

Las especies más significativas son:

- Fibratus
- Uncinus
- Spissatus
- Castellanus
- Floccus
- Stratiformis
- Nebulosus
- Lenticularis
- Fractus
- Humilis
- Mediocris
- Congestus
- Calvus
- Capillatus

- **VARIEDADES**

Las nubes pueden presentar características particulares que determinan sus "variedades". Estas características se refieren a las diferentes disposiciones de sus elementos, así como también al mayor o menor grado de transparencia de las nubes consideradas en su conjunto. Una variedad determinada puede aparecer en varios géneros, o, viceversa, una nube puede reunir en sí las características de diversas variedades.

Las variedades más frecuentes son:

- Intortus
- Vertebratus
- Undulatus
- Radiatus
- Lacunosus
- Duplicatus
- Translucidus
- Perlucidus
- Opacus

- **PARTICULARIDADES SUPLEMENTARIAS Y NUBES ANEXAS**

Las particularidades suplementarias son otras características que forman parte de la nube, como las protuberancias en forma de mammas, colas de precipitación, jirones de nubes bajas, etc. Mientras que las nubes anexas tienen las mismas características pero separadas del cuerpo de la nube.

Las particularidades suplementarias y nubes anexas son:

- a) Incus
- b) Mamma
- c) Virga
- d) Praecipitatio
- e) Arcus
- f) Tuba
- g) Pileus
- h) Velum
- i) Pannus

- **NUBES MADRES**

Las nubes madres son en las que se puede desarrollar y originar prolongaciones más o menos importantes que puedan transformarse en nubes de géneros diferentes. Se les da entonces el nombre del género apropiado, seguido del nombre del género de la nube madre. Por ejemplo: Stratocumulus cumulogenitus, Cirrus cumulonimbogenitus.

Las nubes madres son:

- Cirrocumulogenitus
- Altocumulogenitus
- Altostratogenitus
- Nimbostratogenitus
- Atratocumulogenitus
- Cumulogenitus
- Cumulonimbogenitus

## **7.11 ALTURA, ALTITUD, Y DIMENSIÓN VERTICAL**

Es importante precisar el nivel en el que están situadas algunas partes de las nubes, para lo cual, 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. El punto de observación puede encontrarse sobre una colina o una montaña, en este caso la base de la nube.

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

Los observadores de superficie utilizan el concepto de altura. Los observadores de aeronaves, 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.

## 7.12 PISOS

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 pisos, llamados respectivamente, superior, medio e inferior.

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 solapan algo y sus límites varían con la altitud. Las altitudes aproximadas de estos límites se indican en kilómetros en el siguiente cuadro:

PISOS	REGIONES POLARES	REGIONES TEMPLADOS	REGIONES TROPICALES
Superior	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Medio	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Inferior	Desde la superficie del globo hasta 2 km	Desde la superficie del globo hasta 2 km	Desde la superficie del globo hasta 2 km

Los pisos donde se encuentran seis de estos géneros son:

- Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, en el piso superior (nubes altas);
- Altocumulus, en el piso medio (nubes de niveles medios);
- Stratocumulus o Stratus en el piso inferior (nubes bajas).

En lo que concierne a los otros cuatro géneros, es necesario conocer lo siguiente:

- Los Altostratus se presentan generalmente en el piso medio, pero penetran a menudo en el piso superior;
- El Nimbostratus se observa casi invariablemente en el piso medio, pero en general rebasa tanto el límite inferior como el superior de dicho piso;

- Los Cumulus y los Cumulonimbus tienen ordinariamente sus bases en el piso inferior, pero a menudo tienen una dimensión vertical tan grande que sus cimas pueden penetrar en el piso medio y acaban en el piso superior.

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

### 7.13 CLASIFICACIÓN DE LAS NUBES

La Organización Meteorológica Mundial ha definido con precisión los diez géneros principales de nubes 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:

#### • PRINCIPALES GÉNEROS

##### • 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.

##### • 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., soldados o no, y dispuestos más o menos regularmente; la mayoría de los elementos tienen un diámetro aparente inferior a un grado.

##### • 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).

**Alto cumulus (Ac)**

Banco, 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, soldados 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.

**Altostratus (As)**

Manto o capa nubosa grisácea o azulada, de aspecto estriado, fibroso o uniforme, que cubre total o parcialmente el cielo y que representa 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.

**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 estas capas es en toda su extensión suficiente para ocultar completamente el sol. Por debajo de la capa, existen frecuentemente nubes bajas, desgarradas, soldadas o no con aquella.

**Stratocumulus (Sc)**

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

• **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. En ocasiones el stratus se presenta en forma de bancos desgarrados.

• **Cumulos (Cu)**

Nubes aisladas, generalmente densas y con contornos bien delimitados, que se desarrollan verticalmente en protuberancias, cúpulas o torres, cuya grumosa parte superior se semeja 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 Cumulos están a veces desgarrados.

• **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, soldadas o no con ella, y precipitaciones, a veces en forma de "virga".

● **ESPECIES**

A continuación se definen las diferentes especies. Igualmente se mencionan los géneros de nubes con que se presentan más frecuentemente:

• **Fibratus**

Nubes separadas o velo nuboso delgado, compuestos de filamentos sensiblemente rectilíneos o curvados más o menos irregularmente, sin que

terminen en ganchos no en copos. Este término se aplica principalmente a los Cirrus y a los Cirrostratus.

· **Uncinus**

Cirrus, a menudo en forma de comas, terminados hacia arriba por un gancho o por un copo, cuya parte superior no tiene la forma de protuberancia redondeada.

· **Spissatus**

Cirrus cuyo espesor óptico es suficiente para que parezcan grisáceos cuando se encuentran en dirección del sol.

· **Castellanus**

Nubes que presentan, al menos en una parte de su región superior, protuberancias cumuliformes en forma de torrecillas, lo que da generalmente a estas nubes un aspecto almenado. Estas torrecillas de las cuales algunas son más altas que anchas, se asientan sobre una base común y parecen dispuestas en líneas. El carácter castellanus aparece especialmente cuando se observan las nubes de perfil. Este término se aplica a Los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus y Stratocumulus.

· **Floccus**

Especie en la que cada elemento nuboso está constituido por Un copo pequeño de aspecto cumuliforme, cuya parte inferior, más o menos desgarrada, va a menudo acompañada de virga. Este término se aplica a los Cirrus, Cirrocumulus y Altocumulus.

· **Stratiformes**

Nubes extendidas en capa o manto horizontal de gran extensión. Este término se aplica a Los Altocumulus, Stratocumulus y, más raras veces,

a los Cirrocumulus.

- **Nebulosus**

Nube con el aspecto de una capa o velo nebuloso que No presenta detalles aparentes. Término que se aplica a los Cirrostratus y a los Stratus.

- **Lenticularis**

Nubes en forma de lentejas o de almendras, comúnmente muy alargadas y cuyos contornos están generalmente bien delimitados; a veces presentan irisaciones. Estas nubes aparecen con mayor frecuencia en las formaciones nubosas de origen orográfico, pero también pueden ser observadas sobre regiones sin orografía acusada. Este término se aplica principalmente a los Altopumulus y a los Stratocumulus.

- **Fractus**

Nubes en formas de jirones irregulares con aspecto claramente desgarrado. El término se aplica solamente a Los Stratus y a los Cumulus.

- **Humilis**

Cumulus que solamente tienen débil dimensión vertical; parecen generalmente, como aplastados.

- **Mediocris**

Cumulus de dimensión vertical moderada y cuyas cimas presentan protuberancias poco desarrolladas.

- **Congestus**

Cumulus que presentan protuberancias muy desarrolladas y a menudo gran dimensión vertical; su parte alta protuberosa tiene frecuentemente el aspecto de una coliflor.

- **Calvus**

Cumulonimbus en que algunas, al menos, de las protuberancias de su parte alta han comenzado a perder sus contornos cumuliformes, pero en la que no puede divisarse ninguna parte cirriforme. Las protuberancias y las convexidades tienen tendencia a formar una masa blanquecina con estrías más o menos verticales.

- **Capillatus**

Cumulonimbus caracterizado por la presencia, principalmente en la parte alta, de porciones netamente cirriformes de estructura fibrosa o estriada, las cuales tienen frecuentemente la forma de un yunque, de un penacho o de una amplia cabellera más o menos desordenada. Este tipo de nubes da lugar a chubascos o tormentas acompañadas a menudo de turbonadas, y a veces de granizo.

- **VARIEDADES**

A continuación se dan las definiciones de las variedades. Estas hacen referencia a la disposición de los elementos de las nubes y al grado de transparencia de las nubes. Se incluyen los géneros con los que más frecuentemente se presentan.

- **Intortus**

Cirrus cuyos filamentos están curvados muy irregularmente y aparecen a menudo enmarañados en forma caprichosa.

### Vertebratus

Nubes cuyos elementos están dispuestos de tal manera que su aspecto recuerda el de vertebras, costillas o el de un esqueleto de pez. Este término se aplica principalmente a los Cirrus.

### Undulatus

Nubes en bancos, mantos o capas que presentan ondulaciones. Este término se aplica principalmente a los Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y a los Stratus.

### Radiatus

Nubes que presentan anchas bandas paralelas o que se hallan dispuestas en bandas paralelas que, por efecto de perspectiva, parecen converger hacia un punto del horizonte o, cuando las bandas atraviesan enteramente el cielo, hacia dos puntos opuestos del horizonte, llamados "punto o puntos de radiación". Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Cumulus.

### Lacunosus

Nubes en bancos, mantos o capas generalmente bastante delgadas, caracterizadas por la presencia de huecos limpios y redondeados, repartidos más o menos regularmente y de los que muchos tienen bordes deshilachados. Los elementos nubosos y los huecos limpios están frecuentemente dispuestos de tal manera que su aspecto recuerda el de una malla o el de un panal de miel. Se aplica a los Cirrocumulus y a los Altocumulus y raramente a los Stratocumulus.

### Duplicatus

Nubes en bancos, mantos o capas superpuestos, situados a niveles poco diferentes y a veces parcialmente soldados. Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus y

**Stratocumulus.**

- **Duplicatus**

Nubes en bancos, mantos o capas superpuestas, situados a niveles poco diferentes y a veces parcialmente soldados. Este término se aplica principalmente a los Cirrus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus y Stratocumulus.

- **Translúcidos**

Nubes en bancos extensos, manto o capa cuya mayor parte es translúcida para dejar percibir la posición del Sol o de la Luna. Este término se aplica principalmente a Los Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Stratus.

- **Perlucidus**

Nubes en bancos extensos, manto o capa que presenta entre sus elementos intersticios bien marcados, pero a veces muy pequeños. Estos intersticios permiten descubrir el Sol, la Luna, el azul del cielo o nubes situadas por encima. Se aplica a los Altocumulus y Stratocumulus.

- **Opacus**

Nubes en bancos extensos, manto o capa cuya mayor parte es lo suficientemente opaca para ocultar completamente al Sol o la Luna. Este término se aplica a Los altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Stratus.

- **PARTICULARIDADES SUPLEMENTARIAS Y NUBES ANEXAS**

- **Incus**

Parte alta de un cumulonimbus estratificada en forma de yunque, de aspecto liso, fibroso o estriado.

· Mamma

Protuberancias colgantes de la superficie inferior de una nube que tiene el aspecto de mammas. Esta particularidad suplementaria se presenta más frecuentemente con los Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus y Cumulonimbus.

· Virga

Precipitaciones, verticales u oblicuas, contiguas a la superficie inferior de una nube y que no alcanza la superficie del suelo. Se presenta con los Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus y Cumulonimbus.

· Praecipitatio

Precipitaciones (lluvia, llovizna, nieve, hielo granulado, granizo menudo, granizo, etc.) que caen de una nube y llegan a la superficie del suelo. Se presenta frecuentemente con los Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus y Cumulonimbus.

· Arcus

Rulo horizontal denso (ceja), con los bordes más o menos deshilachados, situado por delante de la parte inferior de ciertas nubes y que, cuando es extenso, tiene el aspecto de un arco sombrío y amenazador. Acompaña a los Cumulonimbus y, más raramente, a los Cumulus.

· Tuba

Columna o cono nuboso invertido en forma de embudo que sale de la base de una nube; constituye la manifestación nubosa de un torbellino de viento más o menos intenso. Se presenta frecuentemente con los Cumulonimbus.

- **NUBES ANEXAS**

- **Pileus**

Nube anexa de poca extensión horizontal en forma de gorro o de capuchón; se sitúa sobre la cima de una nube cumuliforme o contigua a su parte alta, frecuentemente la traspasa. Con bastante frecuencia pueden observarse varios pileus superpuestos. Se presenta principalmente con los Cumulos y los Cumulonimbus.

- **Velum**

Velo nuboso anexo de gran extensión horizontal, situado un poco por encima de las cumbres de una o varias nubes cumuliformes o contiguo a sus regiones altas, que con frecuencia lo perforan. Se presenta principalmente con los Cumulos y Cumulonimbus.

- **Pannus**

Jirones desgarrados que, constituyen a veces una capa continua, aparecen por debajo de otra nube y pueden soldarse con ella. Se presenta frecuentemente con los Altostratus, Nimbostratus, Cumulos y Cumulonimbus.

## 7.14 IDENTIFICACIÓN DE LAS NUBES

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

Para efectuar observaciones de nubes, dignas de confianza, es preferible vigilar con atención y de manera continuamente su evolución, ya que examinar rápidamente el cielo, cuando llega la hora de la observación, no es suficiente.

**ETIMOLOGÍA DE LOS NOMBRES LATINOS DE LAS NUBES**

GÉNERO	DESCRIPCIÓN
Cirrus	Del latín cirrus, que significa rizo de cabello, mata de crines, plumaje de aves.
Cirrocumulus	Compuesto de los términos latinos cirrus y cumulus.
Cirrostratus	Compuesto de los términos latinos cirrus y stratus.
Alto cumulus	Compuesto por los términos latinos altum, que significa lugares elevados, altura, lo alto de los aires, y cumulus.
Altostratus	Compuesto de los términos latinos altum y stratus.
Nimbostratus	Compuesto de los términos latinos nimbus, que significa nube lluviosa y stratus.
Stratocumulus	Compuesto de los términos latinos stratus y cumulus.
Stratus	Del latín stratus, participio pasado del verbo sternere, que significa extender, desplegar, aplanar, cubrir, recubrir.
Cumulus	Del latín cumulus, que significa aglomeración, montón, apilamiento.
Cumulonimbus	Compuesto de los términos latinos cumulus y nimbus.

## ETIMOLOGÍA DE LOS NOMBRES LATINOS DE LAS NUBES

ESPECIE	DESCRIPCIÓN
Fibratus	Del latín fibratus, que significa fibroso, que está compuesto de fibras, de filamentos.
Uncinus	Del latín uncinus, que significa ganchudo, curvado.
Spissatus	Del latín spissatus, participio pasado del verbo spissare, que significa espesar, volverse espeso o compacto.
Castellanus	Del latín castellanus, derivado de castellum, que significa fortaleza, muralla de una ciudad fortificada.
Floccus	Del latín floccus, que significa copo de lana, pelo o vello de una tela.
Stratiformis	Compuesto por los términos latinos stratus, participio pasado del verbo sternere, que significa extender, desplegar, aplanar, cubrir, recubrir, y forma, que significa forma, aspecto.
Nebulosus	Del latín nebulosus, que significa lleno de bruma, cubierto de niebla, de aspecto nebuloso.
Lenticularis	Del latín lenticularis, derivado de lenticula, diminutivo de lens, que significa lenteja.
Fractus	Del latín fractus, participio pasado del verbo frangere, que significa cortar, romper, fracturar, desgarrar, dividir en pedazos.
Humilis	Del latín humilis, que significa poco elevado, bajo de talla pequeña.
Mediocris	Del latín mediocris, que significa mediano, que tiende hacia el medio, de categoría mediana.
Congestus	Del latín congestus, participio pasado del verbo congerere, que significa amontonar, apilar, acumular.
Calvus	Del latín calvus, que significa calvo, y, por extensión, se dice de cualquier cosa despojada o desnuda.
Capillatus	Del latín capillatus, que significa peludo, derivado de capillus, que significa pelo, melena.

## ETIMOLOGÍA DE LOS NOMBRE LATINOS DE LAS NUBES

VARIEDAD	DESCRIPCIÓN
Intortus	Del latín intortus, participio pasado del verbo intorquere, que significa torcer, girar, embrollar.
Vertebratus	Del latín vertebratus, que significa que tiene vertebras, en forma de vertebras.
Undulatus	Del latín undulatus, que significa que presenta ondas, ondulaciones, derivado de undula, diminutivo de unda, que significa onda, ola del mar.
Radiatus	Del latín radiatus, derivado del verbo radiare, que expresa la idea de irradiar, ser radiante.
Lacunosus	Del latín lacunosus, que significa que tiene orificios, derivado de lacuna, que significa orificio, cavidad, intersticio, laguna.
Duplicatus	Del latín duplicatus, participio pasado del verbo duplicare, que significa doblar, de repetir, ser doble.
Translucidus	Del latín translucidus, que significa transparente, diáfano.
Opacus	Del latín opaacus, que significa oscuro, espeso, opaco.

**PARTICULARIDADES SUPLEMENTARIAS Y NUBES ANEXAS**

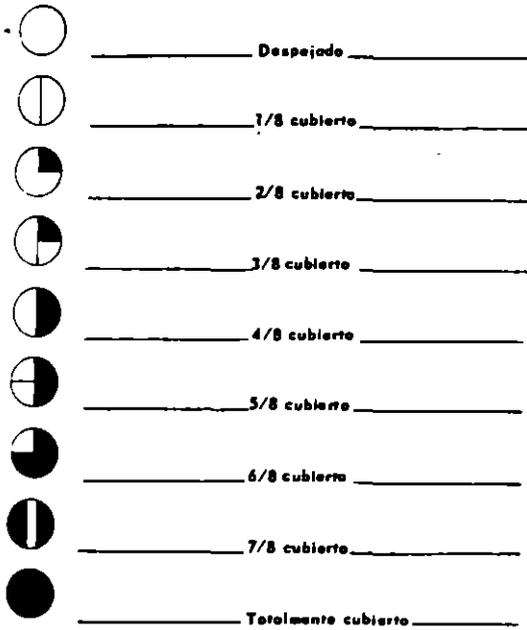
PARTICULARIDADES SUPLEMENTARIAS Y NUBES ANEXAS	DESCRIPCIÓN
Incus	Del latín incus, que significa yunque.
Mamma	Del latín mamma, que significa mamma.
Virga	Del latín virga, que significa vara, rama, junco.
Praecipitatio	Del latín praecipitatio, que significa caída.
Arcus	Del latín arcus, que significa aro, arco, arcada.
Tuba	Del latín tuba, que significa trompeta, tubo, conducto.
Pileus	Del latín pileus, que significa gorro.
Velum	Del latín velum, que significa vela de barco.
Pannus	Del latín pannus, que significa trozo de tela, pedazo, harapo, jirón, giñapo.

**7.15 MEDIDA DE LA NUBOSIDAD**

La nubosidad se mide en décimos u octavos de nubes que cubre la bóveda celeste. así si decimos nubosidad total de 8 octas, significa que de las 8 partes en que mentalmente se ha dividido el cielo, todas ellas están cubiertas de nubes. Si se dice 2 octavos, se interpreta que de las 8 partes, 2 está cubierta de nubes.

En las cartas meteorológicas de superficie, se representala cantidad de nubes de acuerdo con el cuadro 8.

**CUADRO 8**



### 7.16 SÍMBOLOS DE LAS NUBES

Los símbolos internacionales utilizados para representar las nubes en las cartas meteorológicas de superficie, son los que se presentan en el cuadro 9 y 10

- PRINCIPALES GÉNEROS DE NUBES

CUADRO 9

	Cirrus		Nimbostratus
	Cirrocumulus		Stratocumulus
	Cirrostratus		Stratus
	Altostratus		Cumulus
	Altostratus		Cumulonimbus

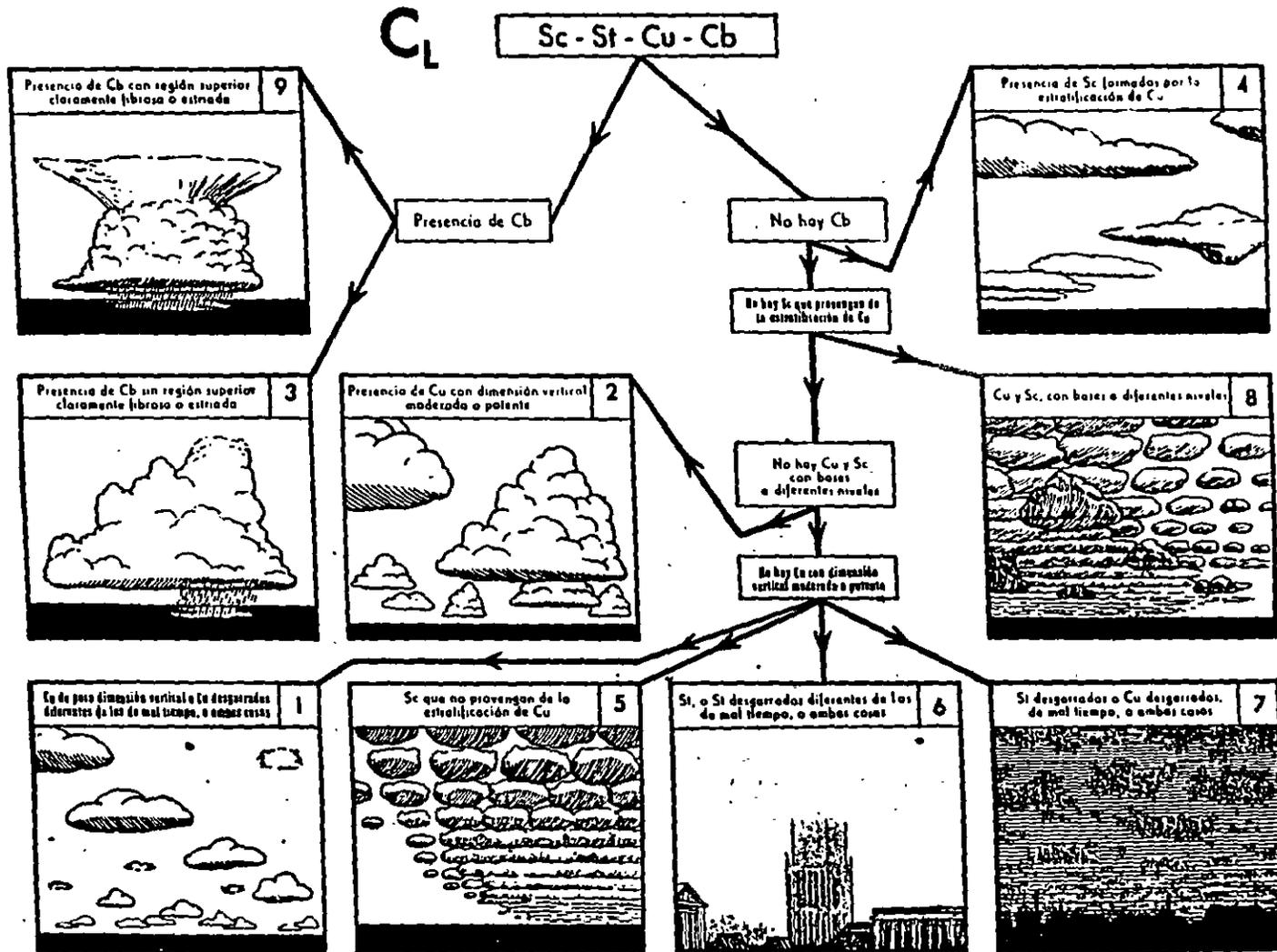
- ESPECIES DE NUBES

CUADRO 10

	Altas (C <sub>H</sub> )	Medias (C <sub>M</sub> )	Bajas (C <sub>L</sub> )
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			

NUBES BAJAS Y CLAVE

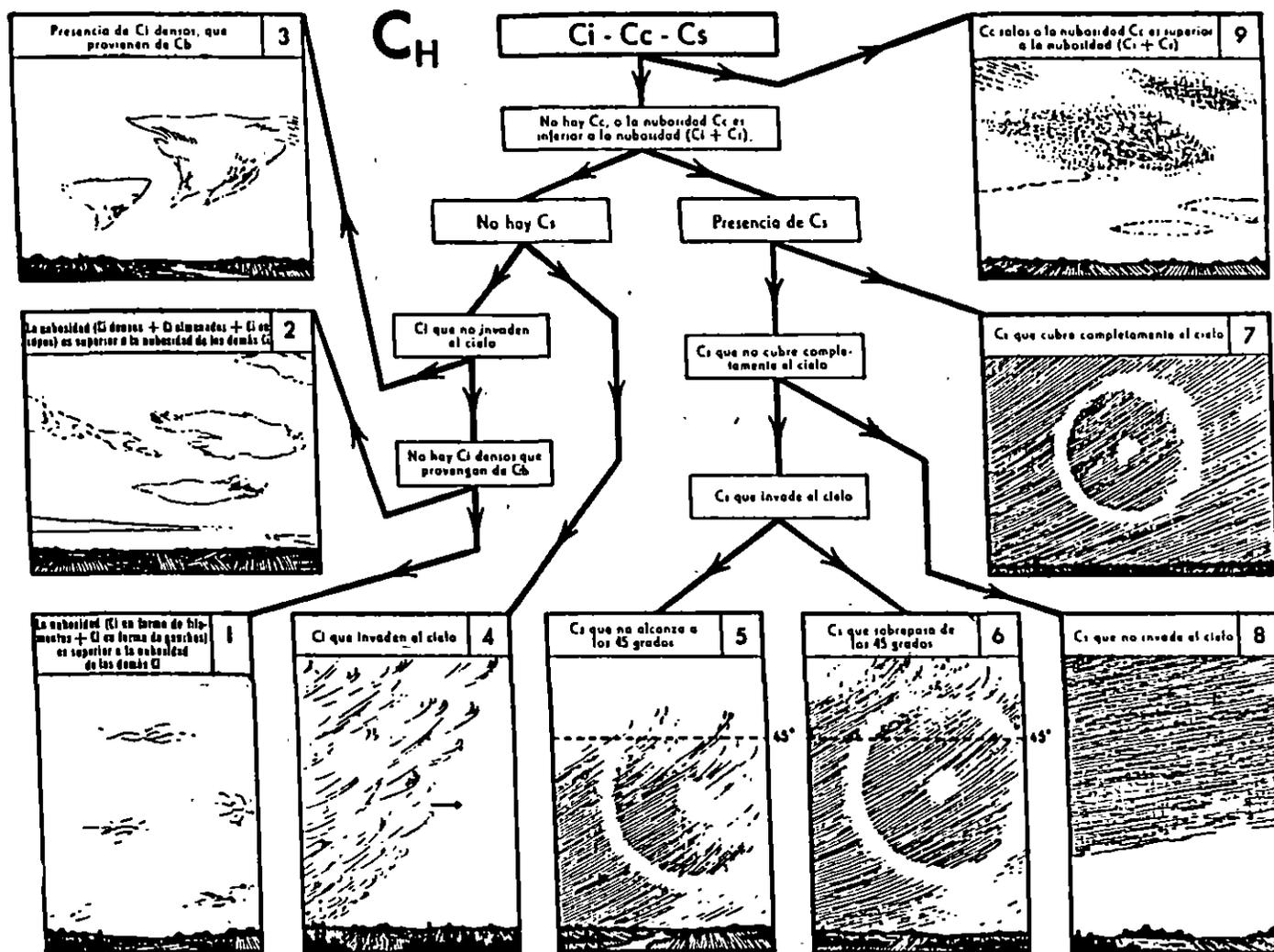
CUADRO 11





NUBES ALTAS Y CLAVE

CUADRO 13



## CAPÍTULO VIII

### METEOROS

**OBJETIVO:**

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos que le ayudarán a conocer los meteoros, su clasificación, su valoración cualitativa y cuantitativa para aplicarse a la interpretación del estado del tiempo.

#### INTRODUCCIÓN

Los fenómenos atmosféricos se presentan de diferentes maneras, y pueden consistir en precipitaciones, en suspensiones de partículas líquidas o sólidas, acuosas o no. También pueden presentarse en manifestaciones ópticas o eléctricas.

#### 8.1 LOS METEOROS

Los meteoros son fenómenos observados en la atmósfera o en la superficie de la Tierra. Los meteoros astronómicos originados por cuerpos que proceden del espacio y penetran en la atmósfera, hacen creer que son estrellas fugaces.

Los meteoros no astronómicos son los más frecuentes, por lo que en meteorología se definen en forma particular para evitar confusiones con el significado astronómico.

En meteorología, los meteoros son fenómenos que consisten en precipitaciones, suspensiones o depósitos de partículas líquidas o sólidas; también pueden ser manifestaciones ópticas o eléctricas.

Los meteoros tienen diversas características; sin embargo, teniendo en cuenta la naturaleza de sus partículas constitutivas o los procesos físicos que intervienen en su formación, han sido clasificadas en cuatro grupos:

- Hidrometeoros
- Litometeoros
- Fotometeoros
- Electrometeoros

## 8.2 METEOROS

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

- **Hidrometeoro**

Los hidrometeoros son meteoros compuestos por conjuntos de partículas de agua, líquida o sólida, en caída o en suspensión en la atmósfera; también pueden levantarse de la superficie de la Tierra por el viento, depositadas sobre los objetos del suelo o en la atmósfera libre.

- **Litometeoro**

Los litometeoros son meteoros compuestos por conjuntos de partículas que en su mayor parte, son sólidas y no acuosas. Estas partículas se encuentran suspendidas en la atmósfera, o son levantadas del suelo por el viento.

- **Fotometeoro**

Los fotometeoros son fenómenos luminosos originados por reflexión, refracción o interferencia de la luz solar o lunar.

- **Electrometeoro**

Los electrometeoros son manifestaciones visibles o audibles de la electricidad atmosférica.

### 8.3 HIDROMETEOROS

Los hidrometeoros están constituidos por partículas de agua, líquida y sólida, en caída o suspensión en la atmósfera; tienen las siguientes características:

- Caída de conjuntos de partículas que se originan principalmente en las nubes; comprenden la lluvia, la llovizna, la nieve, la cinarra y los prismas de hielo.
- Caída de conjuntos de partículas que se evaporan o subliman antes de alcanzar la superficie terrestre (virga).
- Conjunto de partículas en suspensión en el aire. La niebla y la neblina son análogas a las nubes, pero son considerados meteoros porque se producen en la proximidad de la superficie terrestre, o en su contacto.
- Las partículas sólidas o líquidas levantadas de la superficie de la Tierra por el viento. La ventisca y los rociones sólo se presentan en las capas inferiores de la atmósfera.
- Depósito sobre los cuerpos de partículas líquidas o sólidas. Comprende el rocío, la escarcha, la cencellada y la cencellada transparente. En la escarcha y la cencellada, las partículas pueden distinguirse, aunque a menudo estén parcialmente soldadas. En la cencellada transparente no se puede distinguir ninguna estructura granular, ya que se deposita en capas homogéneas y lisas.

#### 8.3.1 PRECIPITACIÓN

En este caso, el término precipitación se utiliza para referirse a la caída de hidrometeoros que alcanzan finalmente la superficie de la Tierra. Por lo tanto, no se aplica a una virga, que se ve desprenderse 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 cubre el suelo, supuesto horizontal, sin filtrarse, sin evaporarse ni escurrirse, y suponiendo que la precipitación sólida se funde totalmente. A esta medida se llama altura de precipitación.

La intensidad de la precipitación es la velocidad de crecimiento de la altura de precipitación. También es igual a la velocidad 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 pueden producirse en forma de chubascos o en forma 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 gruesas frecuentemente que las que caen en las otras precipitaciones.

Las precipitaciones intermitentes son aquellas que no son continuas en la superficie del globo. 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 las 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; esto puede ser muy útil para el observador por la noche, o durante el día en los casos dudosos.

#### **8.4 DESCRIPCIÓN DE LOS HIDROMETEOROS**

Para poder distinguir los diversos hidrometeoros, es necesario definirlos específicamente. A continuación se enumeran los hidrometeoros más corrientes, acompañados de una breve definición y sus características generales.

- **Lluvia**

La lluvia es precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas de diámetro mayor de 0.5 mm, o más pequeñas pero muy dispersas.

Generalmente 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. La lluvia se

distingue de la llovizna porque 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 de barro), después de haber sido transportadas a distancias considerables.

- Lluvia helada

Esta se trata de lluvia cuyas gotas se congelan en el momento de su impacto con el suelo, en los objetos de la superficie de la Tierra, o en los aviones en vuelo.

- Llovizna

La llovizna es precipitación bastante uniforme, constituida por pequeñas gotas de agua (de diámetro inferior a 0.5 mm) muy próximas unas de otras.

Las gotas de llovizna parecen flotar en el aire, de forma 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 importante (hasta 1 mm por hora), principalmente a lo largo de las costas y en las regiones montañosas.

- Llovizna helada

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

- Nieve

La nieve es precipitación de cristales de hielo en su mayor parte ramificados (algunas veces estrellados).

Los cristales ramificados están en ciertos casos mezclados con cristales no ramificados. Con temperaturas superiores a  $-5^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente, los

cristales se sueldan generalmente entre sí formando copos.

- Nieve granulada

La nieve es precipitación de gránulos de hielo blancos y opacos. Estos gránulos son esféricos y en ocasiones cónicos; su diámetro es de 2.5 mm aproximadamente.

Estos granulos son quebradizos y fácilmente aplastables; cuando caen sobre suelo duro rebotan y a menudo se rompen. Las precipitaciones de nieve granulada se producen habitualmente 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.

- Cinarra

La cinarra es precipitación de pequeños gránulos de hielo blancos y opacos. Estos granulitos son relativamente aplastados o alargados; su diámetro es inferior a 1 mm.

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

- Hielo granulado

Precipitación de gránulos de hielo, transparentes o translúcidos, de forma esférica o irregular, raramente cónica y cuyo diámetro es inferior o, a lo más, igual a 5 mm.

Generalmente, estos gránulos rebotan cuando golpean un suelo duro y se puede oír el ruido de su impacto. Pueden subdividirse en dos tipos principales:

- 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 del suelo.
- Gránulos de nieve envueltas 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.

- Granizo

Precipitación de glóbulos o trozos de hielo (pedrisco) cuyo diámetro es del orden de 5 a 50 mm, a veces mayor, y que caen o 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.

- 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 (rocío de hielo), 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.

- Niebla

La niebla es suspensión en la atmósfera de gotas muy pequeñas de agua, que reducen la visibilidad horizontal sobre la superficie del globo a menos de 1 km.

Cuando están suficientemente iluminadas, las gotas de niebla son, generalmente, perceptibles individualmente a simple vista; entonces es posible verlas moviéndose de una manera un poco desordenada. En la niebla, el aire habitualmente da la impresión de pegajoso y húmedo.

Este hidrometeoro forma un velo blanquecino que recubre el paisaje; cuando contiene partículas de polvo o de humo, puede tomar una débil coloración, generalmente 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 del globo.

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.

- Neblina

Suspensión en la atmósfera de gotitas microscópicas de agua o de partículas higroscópicas húmedas que reducen la visibilidad en la superficie del globo. En la neblina, el aire habitualmente no da la impresión de pegajoso y húmedo.

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

- Ventisca

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

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

- 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 elevados están velados y enmascarados por la nieve en movimiento. La trayectoria de las partículas de nieve es sensiblemente paralela a la superficie del suelo.

- 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 débil.

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.

- 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.

- Rocío

Depósito de gotas de agua procedentes de la condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera limpia del ambiente, sobre los objetos del suelo o cerca del suelo.

El rocío se forma cuando:

- La superficie de los objetos se enfría por debajo del punto de rocío del aire ambiente; tal enfriamiento se debe, habitualmente, a la radiación nocturna y el rocío se deposita principalmente sobre los objetos del suelo o cerca del suelo;
- El aire caliente y húmedo entra en contacto con una superficie más fría, cuya temperatura es inferior a 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.

- Escarcha

Depósito de hielo de aspecto cristalino, apareciendo 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 inferiores a 0°C.

- Cencellada blanca

La cencellada blanca son depósitos de hielo constituidos por gránulos separados por inclusiones de aire, algunas veces tornados 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 depósitos es debido a la congelación de las gotitas subfundidas de niebla o, en las regiones montañosas, a la congelación de gotitas de nubes en subfusión.

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

- 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 los cuerpos cuya superficie está a una temperatura inferior a 0°C, o muy poco superior.

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 cuerpos cuya superficie está a una temperatura netamente inferior a 0°C.

En el suelo, el hielo liso se observa cuando las gotas de lluvia atraviesan una capa de aire suficientemente espesa, cuya temperatura es inferior a 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 encuentra en las nubes que contienen grandes gotas de agua en subfusión, que se congelan después de su impacto sobre las partes de las aeronaves expuestas al viento relativo. El hielo liso se observa cuando las aeronaves atraviesan precipitaciones subfundidas; recubre todas las partes de estas aeronaves a las precipitaciones.

Nota: El hielo liso en el suelo no debe confundirse con una capa de hielo que recubra el suelo; este hielo está formado por alguno de los siguientes procesos: · el agua, que proviene de una precipitación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia no subfundidas, se hiele posteriormente sobre el suelo. · el agua que proviene de la fusión completa o parcial de una capa de nieve en el suelo, se hiele de nuevo. · la nieve del suelo se ha vuelto compacta y dura debido a la circulación por carretera.

#### ● Tromba

La tromba es un fenómeno que consiste en un torbellino de viento, a menudo intenso, cuya presencia se manifiesta como columnas nubosas o como nubes invertidas 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, incluso 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". A una distancia mayor, a menudo el aire está en calma.

El diámetro de la columna nubosa, que normalmente es del orden de diez metros puede, en ciertas regiones, alcanzar algunas veces varias centenas de metros. Es posible observar varias 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 varias centenas de kilómetros.

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

## 8.5 LITOMETEOROS

Los litometeoros son partículas que en su mayor parte son sólidas y no acuosas, y se encuentran en suspensión en la atmósfera y son levantadas del suelo por la acción del viento son llamadas litometeoros.

A continuación se definen los litometeoros más comunes:

- Calima o calina

Suspensión en la atmósfera de partículas secas, extremadamente pequeñas, invisibles a simple vista y bastantes numerosas para dar al aire aspecto opalescente.

- Polvo o arena

Suspensión en la atmósfera de polvo o de pequeñas partículas de arena que han sido levantadas del suelo, antes del momento de la observación, por una tempestad de polvo o una tempestad de arena.

- Humo

Suspensión en la atmósfera de pequeñas partículas procedentes de diversas combustiones.

- Nube de polvo o nube de arena

Conjunto de partículas de polvo o de arena levantadas del suelo, en el lugar de la observación o en su proximidad, a alturas débiles o moderadas por un viento suficientemente fuerte y turbulento.

- Nube de polvo baja (polvareda) o nube de arena baja

Polvo o arena levantados por la acción del viento a poca altura sobre el suelo. La visibilidad no se reduce sensiblemente a nivel de la mirada del observador.

### Nube de polvo alta o nube de arena alta

Polvo o arena levantados por la acción del viento hasta alturas bastante considerables sobre el suelo. La visibilidad horizontal a nivel de la mirada del observador se reduce de modo acusado.

- **Tempestad de polvo o tempestad de arena**

Conjunto de partículas de polvo o arena levantadas con violencia del suelo por viento fuerte y turbulento hasta grandes alturas.

La parte anterior de una tempestad de polvo o de una tempestad de arena puede tener el aspecto de una gigantesca muralla (cortina de polvo o cortina de arena).

- **Remolino de polvo o remolino de arena (tolvanera)**

Conjunto de partículas de polvo o de arena acompañadas a veces de pequeños residuos, levantados del suelo en forma de una columna giratoria y de altura variable, con eje sensiblemente vertical y de poco diámetro.

## 8.6 FOTOMETEOROS

Los fenómenos luminosos engendrados por la reflexión, refracción, difracción o la interferencia de la luz solar o lunar, son denominados fotometeoros. A continuación damos las definiciones de los fotometeoros más corrientemente observados:

- **Fenómenos de halo**

Son los fenómenos ópticos que tienen la forma de anillos, de arcos, de columnas o de focos luminosos, que son engendrados por la refracción o la reflexión de la luz a través de cristales de hielo en suspensión en la atmósfera (nubes cirriformes, niebla helada, etc.).

Los fenómenos de halo son:

- El halo pequeño, que es un anillo luminoso de 22 grados de radio, con centro en el astro luminoso, habitualmente con una

franja roja poco visible en el interior; en algún caso raro, una franja violeta en el exterior. Es, desde luego, el fenómeno de halo más frecuente.

- El gran halo, que es un anillo luminoso de 46 grados de radio; este halo es siempre menos luminoso y mucho menos frecuente que el halo pequeño.
- Un obelisco luminoso blanco, que tiene la forma de una cola de luz, continua o no, que se puede observar en la vertical del Sol o de la Luna, por encima o por debajo del astro.
- El arco tangente superior y el arco tangente inferior, a veces visibles en el exterior del pequeño o del gran halo; estos arcos tocan al halo circular respectivamente en su punto más alto y en su punto más bajo. Son a menudo muy cortos y pueden llegar a reducirse a un foco luminoso.
- Los arcos circuncenitales superior e inferior. El arco circuncenital superior es un arco de fuerte curvatura de un círculo menor horizontal, situado cerca del cenit; presenta colores brillantes, con el rojo en el exterior y el violeta en el interior. El arco circuncenital inferior es un arco abierto ampliamente, de un círculo horizontal de gran radio, situado cerca del horizonte.
- El círculo parhético, que es un círculo blanco horizontal, situado a la misma altura angular que el Sol. En ciertos puntos del círculo parhético pueden aparecer focos luminosos (falsos soles). Estos focos están situados corrientemente un poco al exterior del pequeño halo (parhelios, que llevan con frecuencia colores vivos); los focos luminosos pueden igualmente observarse, aunque más raras veces, a una distancia acimutal de 120 grados a  $>$  partir del Sol (parantheios), y en fin, aunque con menos frecuencia, frente al Sol (antheio).
- La imagen del sol, que aparece en la vertical y por debajo del Sol en forma de una mancha blanca y brillante, es semejante a la imagen del Sol en una extensión de agua en calma.

- Corona

Las coronas son series de anillos coloreados, con centro en el Sol o en la Luna, y de radio relativamente pequeño.

- Irisaciones

Las irisaciones son colores observados en las nubes, bien sea entremezclados o bien con aspecto de bandas sensiblemente paralelas a los contornos de las nubes. Los colores predominantes son verde y el rosa, a menudo con matices como de pastel.

- Corona de Ulloa

La corona de Ulloa son series de anillos coloreados, vistos por un observador alrededor de su sombra proyectada sobre una nube constituida principalmente por numerosas y pequeñas gotitas de agua, o sobre la niebla o, aunque escasas veces, sobre el rocío.

- Arco iris

Los arco iris son grupos de arcos concéntricos, cuyos colores van del violeta al rojo; engendrados por la luz solar y lunar sobre una pantalla de gotas de agua en la atmósfera (gotas de lluvia, gotas de llovizna y niebla).

En el arco iris principal, el violeta está en el interior (con un radio de 40 grados) y el rojo en el exterior (con un radio de 42 grados); en el arco iris secundario, mucho menos luminoso que el arco iris principal, el rojo está en el interior (con un radio de 50 grados) y el violeta en el exterior (con un radio de 54 grados).

El arco iris blanco es un arco iris principal, que consiste en una franja blanca que aparece sobre una pantalla de niebla o de bruma; está generalmente orlado en el exterior por una fina franja roja, y en el límite interior por una fina franja azul.

## 8.7 ELECTROMETEOROS

Como se mencionó anteriormente, los electrometeoros son manifestaciones visibles y audibles de la electricidad atmosférica. A continuación se presentan definiciones de los electrometeoros más frecuentes:

- **Tormenta**

Es la manifestación de una o varias descargas bruscas de electricidad atmosférica, en forma de destellos breves e intensos (relámpagos) y por un ruido seco o un retumbo sordo (trueno).

### Relámpago

Manifestación luminosa que acompaña a una descarga brusca de electricidad atmosférica. Esta descarga puede saltar de una nube a otra o producirse en el seno de una nube; puede también aunque más raras veces, saltar de un edificio altos o montaña a una nube.

Se pueden distinguir tres tipos principales de relámpagos:

- Las descargas al suelo (rayo, en lenguaje vulgar) desde una nube.
- Las descargas internas (corrientemente llamadas relámpagos laminares), que se producen en el interior de una nube tormentosa.
- Las descargas atmosféricas, que saltan de una nube tormentosa, pero sin alcanzar el suelo.
- Los trueno, que son ruidos secos o retumbos sordos que acompañan a los relámpagos.

- **Fuego de San Telmo**

El fuego de San Telmo son descargas eléctricas luminosas en la atmósfera; esta descarga, continua y de intensidad débil o moderada, emana ya sea de objetos elevados situados en la superficie del globo (pararrayos, aparatos anemométricos, mástiles de barco, tendidos eléctricos, etc.), de aeronaves en vuelo (extremos de las alas, hélices, etc.).

- Aurora polar

Fenómeno luminoso de la alta atmósfera que aparecen en forma de arcos, de bandas, de colgaduras o de cortinas.

### 8.8 RELACIÓN 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 XIII indica las diferentes partículas de precipitación y el género de la nube que las originó.

**CUADRO 14**

#### 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	●	●				●
Prisma de hielo*					●	

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

### 8.9 VELOCIDAD DE CAÍDA DE LAS GOTAS DE AGUA

Los cuerpos que cae en el aire están sometidos a tres fuerzas:

- La gravedad
- El empuje
- La resistencia del aire debido 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 paracaidista 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 primeramente acelerando hasta una velocidad máxima y luego continúan a velocidad constante.

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

**CUADRO 15**

**VELOCIDAD LIMITE DE CAÍDA DE LAS GOTAS DE AGUA**

<b>DIÁMETRO (micras)</b>	<b>VELOCIDAD LÍMITE (metros/segundo)</b>
2	0.00012
8	0.00192
100	0.27
200	0.27
500	2.06
1 000	4.03
2 000	6.49
5 000	9.09
5 800	9.17

1 micra =  $10^{-3}$  mm. =  $10^{-6}$  m.

## AUTOEVALUACIÓN

1. Defina los cuatro tipos de meteoros que presentan un particular interés para los meteorólogos. Da dos ejemplos de cada uno de estos tipos.
2. Redacte breves notas sobre:
  - a) La intensidad de las precipitaciones
  - b) La velocidad límite de caída
  - c) La virga
3. Describa las características principales de un chubascos y de una precipitación intermitente. ¿Cómo se distinguen?
4. ¿Cuál es la diferencia entre 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; nombre los géneros de nubes que producen los hidrometeoros siguientes:
  - a) Lluvia
  - b) Nieve
  - c) Llovizna
6. Explique qué es:
  - a) Tormenta
  - b) halo
  - c) Calima

## CAPÍTULO IX

### ESTABILIDAD VERTICAL DE LA ATMÓSFERA

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos de la termodinámica de la atmósfera para determinar a través del diagrama T log P, y los parámetros meteorológicos necesarios para el pronóstico del tiempo.

#### INTRODUCCIÓN

La formación de nubes y precipitaciones en la atmósfera, frecuentemente es producto de los movimientos verticales. En ocasiones estos movimientos son visibles a través de la formación de nubes, aunque también se forman en su ausencia.

Los movimientos verticales en la atmósfera son mucho menores que los movimientos horizontales, aunque si estos están bien desarrollados o extendidos, pueden tener efectos importantes y provocar fenómenos meteorológicos.

Los movimientos verticales son la causa principal de la mayoría de los fenómenos meteorológicos. Estos movimientos pueden provocar ráfagas de viento o calmas irregulares durante algunos segundos o minutos, o movimientos ascendentes o descendentes que generan nubes y tormentas a mesoescala. También pueden provocar movimientos más lentos pero más extensos, que persisten durante varios días en sistemas a escala sinóptica.

## 9.1 PROCESOS ADIABÁTICOS EN LA ATMÓSFERA

Los procesos adiabáticos son aquéllos que se realizan sin intercambio de calor con el medio que les rodea. Por ejemplo: una partícula de aire puede sufrir variaciones de volumen o de presión sin intercambio de calor con el exterior.

La mayor parte de los cambios rápidos de presión en la atmósfera son adiabáticos o casi adiabáticos, por las razones:

- El aire es mal conductor de calor
- La mezcla de una partícula de aire con el medio que la rodea, es relativamente lenta
- Los intercambios radiativos son muy débiles a corto plazo

Cuando una partícula de aire se eleva y penetra en las capas de menos presión, se expande. Si esta expansión es adiabática, la partícula sufre un enfriamiento adiabático seco de  $1^{\circ}\text{C}$  por cada 100 metros, siempre que el aire se mantenga no saturado. Una compresión adiabática provoca un calentamiento adiabático seco del mismo valor.

El enfriamiento adiabático seco es aplicable al aire húmedo pero no saturado, porque sufre las mismas variaciones de temperatura que el aire seco. Si en el curso de su enfriamiento el aire se satura y la expansión continúa, parte del vapor de agua se condensa y se convierte en nube. El calor latente liberado por la condensación, compensa parte del enfriamiento adiabático debido a la expansión. El enfriamiento es menor que el enfriamiento adiabático seco; esto es, el enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso.

El valor del enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso depende de la presión y la temperatura, debido a que a temperaturas más elevadas, la cantidad de vapor de agua que el aire puede contener es más grande. La cantidad de calor latente liberado es mayor, por lo que el enfriamiento es menor. Por lo anterior, es difícil encontrar un valor único de enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso.

El cuadro 15 proporciona algunos valores del enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso a diferentes presiones y a diversas temperaturas. Para algunos ejemplos se utiliza el valor de  $0.65^{\circ}\text{C}$  por cada 100 metros, para el enfriamiento adiabático del aire nuboso. Esto se hace por comodidad, y es necesario tener cuidado en los casos reales utilizando el valor apropiado.

## CUADRO 15

## ENFRIAMIENTO ADIABÁTICO DEL AIRE NUBOSO

TEMPERATURA (°C)	ENFRIAMIENTO ADIABÁTICO DEL AIRE SATURADO (°C POR KILÓMETRO)	
	PRESIÓN	
	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

## 9.2 GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA

Las capas que constituyen la atmósfera están en función de la variación vertical de temperatura, tomada bajo condiciones medias normales.

La distribución vertical de la temperatura se aparta siempre de estas condiciones. Por esto, es necesario determinar la distribución vertical de la temperatura con la ayuda instrumentos como los radiosondas, que miden al mismo tiempo la humedad y la presión.

El conocimiento de la distribución vertical de la temperatura permite a los meteorólogos determinar el ritmo de disminución de la temperatura con la altitud, para todos los niveles de gradiente vertical de temperatura.

El gradiente vertical de temperatura (GVT) es positivo cuando la temperatura decrece al aumentar la altitud. Cuando en una capa atmosférica la temperatura crece con la altitud, el gradiente es negativo y se presenta una inversión de temperatura.

El valor del gradiente vertical de temperatura difiere del correspondiente al enfriamiento adiabático del aire seco y del aire nuboso; estas diferencias pueden ser la causa de importantes fenómenos atmosféricos.

## 9.3 ESTABILIDAD

Cuando las fuerzas que se ejercen sobre un objeto se compensan mutuamente, quedan inmóviles y en equilibrio.

Cuando un objeto se aparta ligeramente de su estado de equilibrio, las fuerzas que se ejercen sobre él pueden actuar de las siguientes formas:

- Si el objeto tiende a volver a su posición de equilibrio inicial, el equilibrio es estable.
- Si tiende a separarse aún más de su posición de equilibrio inicial, el equilibrio es inestable.
- Si en su nueva posición el objeto aún está en equilibrio, es el equilibrio indiferente.

La figura 89 muestra los diferentes casos de equilibrio para un objeto esférico colocado sobre superficies de formas diversas.

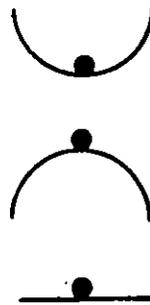


Figura 89 Casos de equilibrio

#### 9.4 MÉTODO DE LA PARTÍCULA

El método de la partícula se utiliza para identificar movimientos verticales en la atmósfera, y consiste en analizar el desplazamiento vertical de las partículas de aire que se suponen inicialmente en equilibrio con sus vecinas; las fuerzas que actúan sobre ellas se compensan.

Si después de un pequeño desplazamiento vertical hacia arriba, la partícula tiende a volver a su nivel, su equilibrio es estable y se dice que la atmósfera es estable. Cuando la atmósfera es estable, los movimientos verticales son limitados o nulos y el desarrollo vertical de nubes es muy débil.

La atmósfera es inestable cuando las partículas de aire se desplazan hacia arriba y tendiendo a alejarse de su nivel original. En una atmósfera inestable, los movimientos verticales ascendentes son predominantes y pueden, si el aire alcanza la saturación, formar nubes de gran desarrollo vertical.

La atmósfera está en equilibrio indiferente cuando las partículas de aire desplazadas quedan en equilibrio en una nueva posición.

En los tres casos, el sentido del desplazamiento que toman las partículas para alcanzar su nueva posición, depende de la temperatura que alcanza en relación con la del aire que le rodea. El equilibrio estable, inestable, o indiferente de la atmósfera, depende de la variación de la temperatura con la altitud.

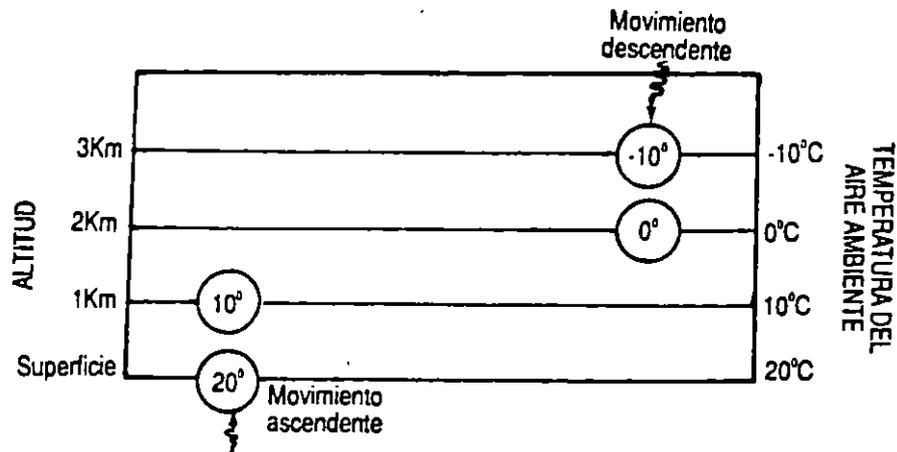


Figura 90 Atmósfera en equilibrio indiferente para el aire no saturado

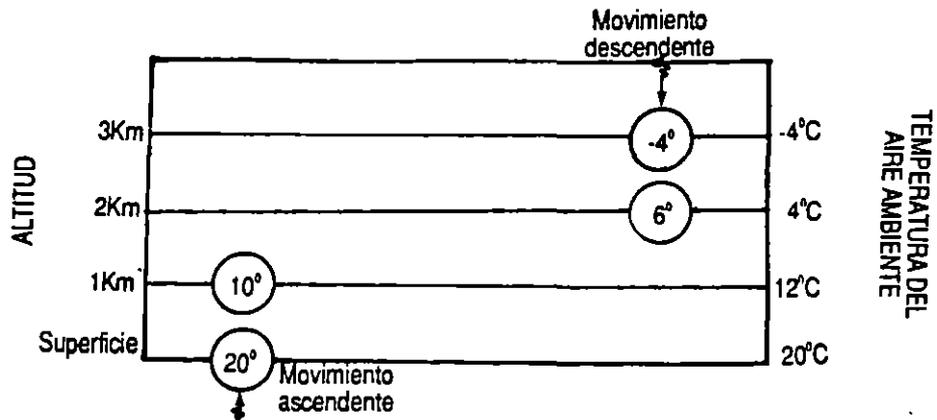


Figura 91 Atmósfera estable para el aire no saturado

## 9.5 MOVIMIENTOS VERTICALES DEL AIRE NO SATURADO

Considerando una parte de la atmósfera donde el aire no está saturado (humedad relativa muy inferior a 100%), suponer que la temperatura en la superficie es de 20°C. La partícula de aire en estado de equilibrio en la proximidad de la superficie tiene la temperatura del aire que le rodea (20° C). Suponiendo que esta partícula es desplazada hasta 1 km de altitud y que en el curso de este desplazamiento la expansión sufrida sea adiabática, la partícula se enfría.

En algunas condiciones atmosféricas, puede ocurrir que la temperatura de la partícula a 1 km de altitud sea aún igual a la del aire que le rodea. La partícula en esta nueva posición está de nuevo en equilibrio y no tiende a alejarse de su posición inicial en las proximidades de la superficie, ni a retornar a ella. Este equilibrio es indiferente. Para que se encuentre en estas condiciones, el gradiente vertical de temperatura debe tener un valor muy particular, en relación con el enfriamiento adiabático seco (1°C por cada 100 metros). A esto se le conoce como gradiente adiabático seco (G.A.S).

La figura 90 representa la distribución vertical de la temperatura para este caso. La temperatura de la partícula y la del aire que le rodea son iguales a 10°C. En la mayoría de los casos, el gradiente vertical de la temperatura (G.V.T.) difiere del gradiente adiabático seco. A continuación dos ejemplos:

- Suponiendo el gradiente vertical de temperatura igual a  $8^{\circ}\text{C}$  por kilómetro y la temperatura en superficie  $20^{\circ}\text{C}$ . La figura 91 representa la distribución vertical de temperatura en este caso, muestra que a 1 km de altitud la temperatura es de  $12^{\circ}\text{C}$ .

Una partícula tomada en la proximidad del suelo, en equilibrio en este nivel a  $20^{\circ}\text{C}$ , cuando se le levanta a 1 km de altitud siendo la expansión adiabática, adquiere una temperatura de  $10^{\circ}\text{C}$  resultante del enfriamiento adiabático seco. Ésta es más fría en  $2^{\circ}\text{C}$ , que el aire que le rodea.

Estando más fría, y por lo tanto más densa que sus vecinas, tiende a regresar a su nivel de origen; suponiendo que la compresión sufrida es adiabática, adquiere nuevamente la temperatura inicial de  $20^{\circ}\text{C}$ . La partícula separada de su posición inicial de equilibrio, regresó a su posición inicial; por lo tanto, la posición de equilibrio inicial es estable.

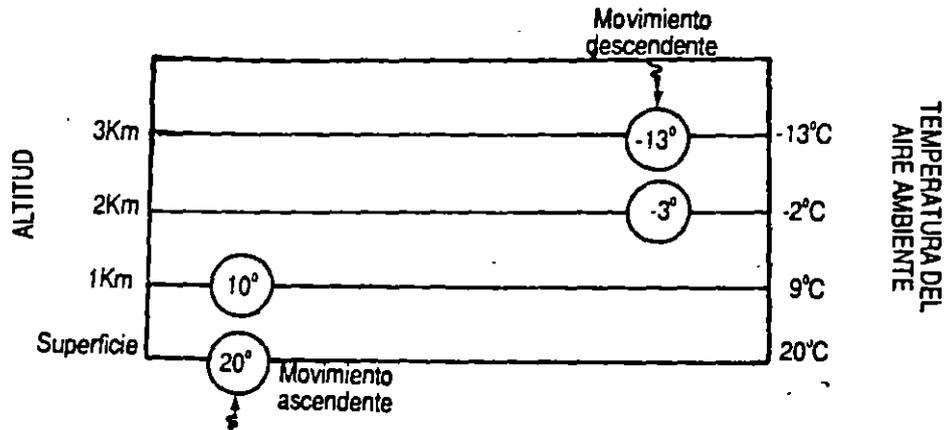


Figura 92 Atmósfera inestable para el aire no saturado

En estas condiciones La atmósfera es estable. En este caso, el gradiente vertical de temperatura (G.V.T.) igual a  $8^{\circ}\text{C}$  por kilómetro es inferior al gradiente adiabático seco (G.A.S.). Por lo que se tiene una atmósfera estable si:

$$G.V.T. < G.A.S. \quad (10.1)$$

a condición de que el aire permanezca no saturado en el curso de su movimiento.

- Suponiendo el gradiente vertical de temperatura igual a  $11^{\circ}\text{C}$  por kilómetro. La figura 92 representa la distribución vertical de temperatura en este caso, como en el ejemplo precedente, que la temperatura en la superficie es de  $20^{\circ}\text{C}$ . La temperatura del aire a 1 km de altitud es ahora de  $9^{\circ}\text{C}$ .

La partícula ascendente, cuando alcanza 1 km de altitud, tiene aún temperatura de  $10^{\circ}\text{C}$  ya que su enfriamiento adiabático no depende del aire que le rodea. Aquí tiene  $1^{\circ}\text{C}$  más que el aire vecino, por lo que estará más caliente y más ligera que el aire que le rodea, y tenderá a elevarse aún más alto; el equilibrio es inestable y la atmósfera inestable en estas condiciones.

La atmósfera es inestable si:

$$\text{G.V.T.} > \text{G.A.S.} \quad (10.2)$$

A condición de que el aire permanezca no saturado.

- La atmósfera está en equilibrio indiferente si:

$$\text{G.V.T.} = \text{G.A.S.} \quad (10.3)$$

A condición la de que el aire permanezca no saturado.

En lo anterior sólo se consideraron los desplazamientos hacia arriba (ascendencias). En el ángulo superior derecho de las figuras, se han representado las variaciones de temperatura para una partícula que desciende del nivel de 3 km al de 2 km de altitud.

En el curso de este desplazamiento, el aire se comprime adiabáticamente y se calienta alrededor de  $1^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m.

Se puede comprobar que:

Cuando el  $\text{G.V.T.} < \text{G.A.S.}$ , la partícula regresa a su nivel original; la

atmósfera es estable.

Cuando el  $G.V.T. > G.A.S.$ , la partícula se aleja de su nivel original ascendiendo; la atmósfera es inestable.

Cuando el  $G.V.T. = G.A.S.$ , la partícula permanece en su nivel original; la atmósfera está en equilibrio indiferente.

## 9.6 MOVIMIENTO VERTICAL DEL AIRE NUBOSO

Cuando una partícula de aire está saturada, la liberación de calor latente debida a la condensación, reduce el enfriamiento en el curso de la expansión adiabática. Es necesario, entonces, razonar utilizando el enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso (E.P.N.), en lugar del enfriamiento adiabático seco.

Se podrá, considerar el caso en que una partícula que se desplaza verticalmente y sufre una expansión o compresión adiabática sin dejar de ser nubosa, se observa que la partícula registra a todos los niveles la misma temperatura que el aire que la rodea. Por lo anterior, es necesario, que el gradiente vertical de temperatura tenga un valor igual al del enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso. Se le designará por la expresión gradiente pseudoadiabático nuboso o saturado (G.P.N.).

El gradiente pseudoadiabático nuboso varía en función de la temperatura y de la presión, pero se supondrá aquí, por comodidad, que tiene un valor igual a  $0.65^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m.

El lector podrá determinar por sí mismo lo que pasaría, si la temperatura en superficie continuara siendo de  $20^{\circ}\text{C}$ , el gradiente vertical de temperatura (G.V.T.) es igual a  $0.4^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m.

Se supondrá primeramente que una partícula de 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 nuboso que desciende de 3 km a 2 km, permaneciendo nuboso.

Se repetirá este ejercicio en el caso de que el gradiente vertical de temperatura sea de  $0.8^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m, y, después, cuando sea igual a  $0.5^{\circ}\text{C}$  por cada 100 metros. Se debe llegar a los siguientes resultados:

Atmósfera estable:	$G.V.T. < G.A.N.$
Atmósfera inestable:	$G.V.T. > G.A.N.$
Equilibrio indiferente:	$G.V.T. = G.A.N.$

## 9.7 INESTABILIDAD CONDICIONAL

En el caso de que el gradiente vertical de temperatura sea igual a  $0.8^{\circ}\text{C}$  por cada 100 metros, se tiene que:

$$\begin{array}{l} G.V.T. < G.A.S. \\ \text{y} \\ G.V.T. > G.P.N. \end{array}$$

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

Esto es lo que se denomina inestabilidad condicional con las condiciones:

$$G.P.N. < G.V.T. < G.A.S.$$

## 9.8 RESUMEN

La estabilidad de una partícula de aire en reposo, se denomina estabilidad estática.

En los párrafos anteriores se ha supuesto que una partícula de aire está sometida a un pequeño desplazamiento vertical, que la desplaza hacia a una región donde la presión es diferente. Resulta, pues, 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.

Los procesos atmosféricos estudiados hasta con una duración del orden de un día, son razonablemente adiabáticos por las razones siguientes:

- El aire es mal conductor del calor.
- La mezcla de una partícula de aire con el aire que le rodea es muy lenta.

Sin embargo, en algunos 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 arrastrado en las zonas de ascendencia. Esto es lo que se llama arrastre y en el curso de este proceso se produce una cierta mezcla.

Los meteorólogos utilizan métodos especiales para determinar la estabilidad del aire 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 necesario igualmente tener en cuenta las variaciones no adiabáticas de temperatura, cuando se quieren prever los movimientos verticales con más de veinticuatro 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 la interpretación de los radiosondeos, para cortos períodos de previsión.

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

- La variación de temperatura en la atmósfera está en función de la altitud expresada por el gradiente vertical de temperatura;
- La variación de temperatura con la altitud de una partícula que se desplaza verticalmente.

En lo referente a la variación de la temperatura con la altitud de una partícula que se desplaza verticalmente, se utiliza el enfriamiento adiabático seco (E.A.S.) cuando el aire no está saturado. Cuando el aire alcanza la saturación, es necesario servirse del enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso (E.P.N.). Se deberá igualmente utilizar para mayor comodidad el gradiente adiabático seco (G.A.S.) para el aire no saturado y el gradiente pseudoadiabático nuboso o saturado (G.P.N.) para el aire nuboso.

Un resumen de los diferentes casos es el siguiente:

- Si  $G.V.T. < G.A.N.$ , la atmósfera es siempre estable;
- Si  $G.P.N. < G.V.T. < G.A.S.$ , la atmósfera es estable si el aire no está

saturado. Es inestable para el aire saturado (es decir: que la inestabilidad es condicional);

- Si  $G.V.T. > G.A.S.$ : La atmósfera es siempre inestable.

Cuando se tiene un gradiente de temperatura igual ya sea al enfriamiento adiabático seco o ya sea al enfriamiento adiabático del aire nuboso, es posible que el equilibrio sea indiferente.

### 9.9 NIVEL DE CONDENSACIÓN DE LA PARTÍCULA

Considérese una partícula de aire no saturada que asciende en la atmósfera. En el curso de este movimiento sufre el enfriamiento adiabático seco (E.A.S.) y, si el movimiento continúa, termina por enfriarse lo bastante hasta saturarse.

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 de la partícula.

El enfriamiento de una partícula que continúa elevándose por encima del nivel de condensación es más lento debido al calor latente liberado por la condensación, que compensa en parte el enfriamiento adiabático. Es el enfriamiento pseudoadiabático del aire nuboso el que debe entonces ser comparado con el gradiente vertical de temperatura dado por el radiosondeo.

### 9.10 TURBULENCIA ATMOSFÉRICA

El examen del registro de un anemógrafo muestra que el viento en superficie sufre variaciones rápidas e irregulares de velocidad 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, 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 velocidad del viento, la rugosidad de la superficie, el gradiente vertical de temperatura, etc.

Los meteorólogos distinguen dos tipos de turbulencia:

- La turbulencia térmica
- 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 vertical de temperatura, haciéndose finalmente la atmósfera inestable. Las corrientes de convección que se desarrollan son una forma de turbulencia.

En las nubes convectivas y en las tormentas particularmente, 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 ellos. La turbulencia se manifiesta por los "meneos", como sucede a un automóvil en un mal camino. Los efectos de la turbulencia se perciben cuando se forman tempestades de arena o de polvo, en las regiones donde se producen.

El otro tipo de turbulencia, la turbulencia mecánica, se designa igualmente por la expresión de turbulencia de rozamiento. Es 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 la cizalladura del viento.

Cuando un fluido circula en las proximidades de una superficie límite estacionaria, la velocidad, que es nula en contacto con la superficie, crece progresivamente al atravesar la capa de rozamiento 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 el rozamiento.

El movimiento es regular o laminar cuando la velocidad del movimiento libre es inferior a un valor límite que depende del fluido y de la estructura de la superficie.

Al contrario, cuando la velocidad 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 rozamiento o capa límite es más espesa 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 cuanto la velocidad del viento es más elevada y el gradiente de temperatura más grande.

La turbulencia mecánica es menor sobre el mar o sobre un terreno relativamente liso. La turbulencia mecánica se reduce cuando la atmósfera es estable o el viento es débil. Una turbulencia intensa puede producirse a gran altitud en aire despejado. Esta, es denominada 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.

## 9.11 INVERSIONES DE TEMPERATURA

La temperatura de la atmósfera decrece en general cuando nos elevamos en altitud. Acontece, sin embargo, que la temperatura crece con la altitud en ciertas capas de la atmósfera. 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 o de capas bajas. Cuando la inversión se produce en una capa situada a una cierta altitud se denomina inversión en altitud.

La figura 93 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.

Las causas de inversión de temperatura son bastantes; las más importantes son:

- Radiación
- Turbulencia
- Subsistencia
- Fenómenos frontales

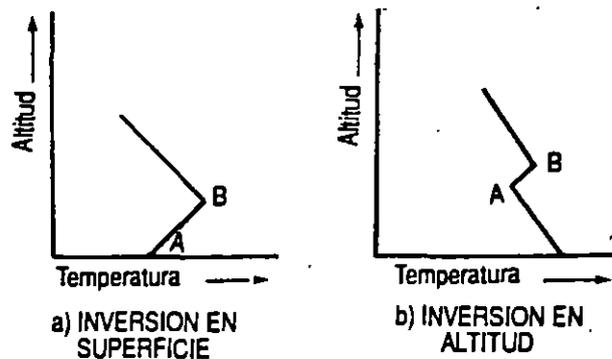


Figura 93 Inversiones en superficie y en altitud

## 9.12 INVERSIÓN POR RADIACIÓN

La superficie de la Tierra se enfría por radiación durante la noche. Si este enfriamiento continúa bastante tiempo, el aire en contacto con la superficie adquiere estas características y se transfiere a las capas más elevadas de la atmósfera. Se forma entonces una inversión de radiación (figura 93 a)).

Con viento débil o calma, el enfriamiento no es tan profundo en la vertical, alcanzando la inversión espesores muy delgados.

La temperatura puede, sin embargo, llegar a ser muy bajas en las proximidades de la superficie e incluso alcanzar espesores muy delgados, y la inversión puede alcanzar características importantes. En este caso, se hablará de una fuerte

inversión. Las inversiones de radiación se producen en el curso de noches despejadas con viento débil. Las nieblas matinales (nieblas de radiación) generalmente se forman en este tipo de inversiones.

En ciertas situaciones se pueden producir heladas. Es frecuentemente lo que ocurre cuando el aire es poco húmedo; la radiación es más importante y la temperatura en superficie se hace más baja. Esto se produce en particular en las tierras del interior después de una larga noche de invierno con cielo despejado.

La cima de las nubes igualmente se enfrían por radiación en el curso de la noche, dando lugar una inversión de radiación en la altura.

### 9.13 INVERSIÓN POR TURBULENCIA

La turbulencia contribuye a la formación de inversiones. La turbulencia, si dura bastante tiempo, provoca una mezcla completa de la atmósfera en las capas donde se produce.

La turbulencia mecánica puede así provocar el transporte en altitud del aire frío inicialmente situado en la base de una inversión de superficie, lo que tiene por efecto ampliar a una capa de aire más espesa el enfriamiento radiactivo. La cima de la inversión se encuentra, pues, transportada a una altura más grande.

Por otra parte, una turbulencia más intensa, debido a un viento fuerte, puede, por mezcla, repartir el aire más frío sobre una capa todavía más espesa. El enfriamiento en superficie, entonces, se reduce y la inversión no se produce. Esto muestra que la velocidad del viento y la turbulencia que resulta deben quedar comprendidas entre ciertos límites para que una inversión de superficie se pueda producir.

La turbulencia puede a veces crear una inversión en altitud. En una capa turbulenta, el aire superior, arrastrado hacia abajo, se calienta por compresión adiabática, mientras que el aire de las capas superiores, transportado hacia arriba se expande adiabáticamente y se enfría.

Al cabo de un cierto tiempo, el aire de toda la capa habrá sufrido, en este proceso de mezcla, compresiones y expansiones adiabáticas. Se establecerá en la capa un gradiente vertical de temperatura del mismo valor que el gradiente adiabático; el aire es más caliente que antes en las capas bajas, más frío en la parte superior.

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 de turbulencia. La Figura 94 representa este proceso; la línea de trazos representa la nueva distribución de la temperatura.

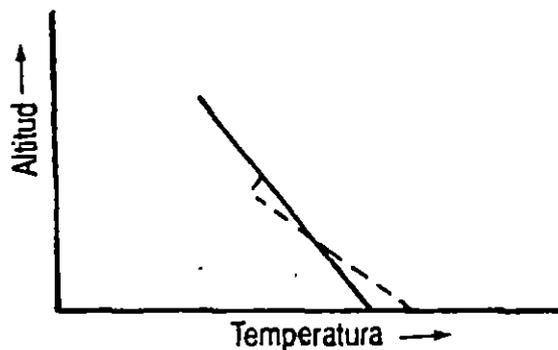


Figura 94 Formación de una inversión de turbulencia

#### 9.14 INVERSIÓN POR SUBSIDENCIA

En ciertas partes de la atmósfera puede suceder que capas de aire de varios centenas de metros de espesor desciendan hacia las partes inferiores. Este proceso que se puede desarrollar sobre una gran extensión y es conocido con el nombre de subsidencia.

Este movimiento está, 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 capas bajas de la atmósfera. La figura 95 muestra las circunstancias que provocan la subsidencia.

El aire de las capas bajas que fluye hacia el exterior de la región considerada es reemplazado por el aire que desciende de las capas superiores. A su vez, a niveles superiores, debajo de la tropopausa, el aire descendente es reemplazado por aire que fluye hacia el interior de la región. La velocidad del movimiento descendente adquiere su máximo 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 decrece en el transcurso de su movimiento. La cima de la capa desciende entonces más que la base.

El aire subsidente se calienta debido a que sufre una compresión adiabática al acercarse a presiones más altas en las proximidades de la superficie. La parte superior de la capa, que ha sufrido una subsidencia más fuerte que la base, se calentará más que esta última. Si la parte superior de la capa subsidente adquiere así una temperatura más elevada que la base, se forma una inversión de subsidencia.

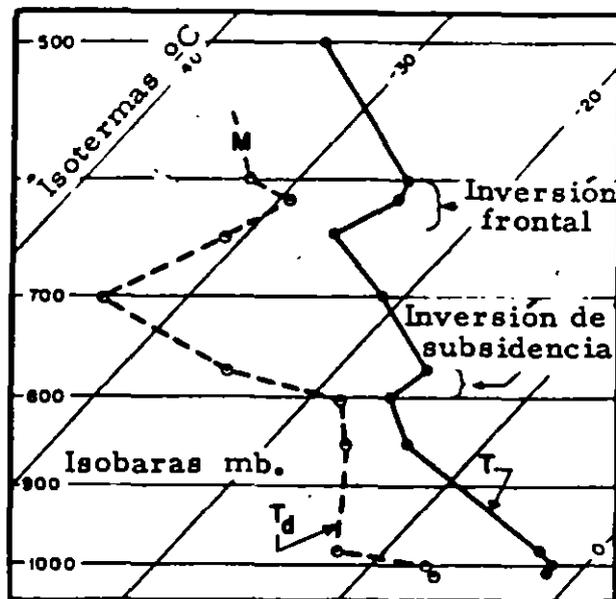


Figura 95 Inversión de subsidencia

La subsidencia está asociada a las zonas de altas presiones (anticiclones). La convergencia en altitud puede provocar un alza 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 velocidad del viento, tiende progresivamente a equilibrar la fuerza de presión. Por lo tanto, el aire no fluye enteramente en la dirección de las isobaras. El rozamiento provoca siempre un cierto flujo a través de las isobaras, lo que contribuye a la divergencia de las capas bajas.

### 9.15 INVERSIONES FRONTALES

En los capítulos anteriores 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 la humedad específica en la inversión frontal. Sobre este punto, la inversión frontal se distingue de otros tipos de inversión en los que la elevación de temperatura va acompañada frecuentemente de una disminución rápida de la humedad (figura 96).

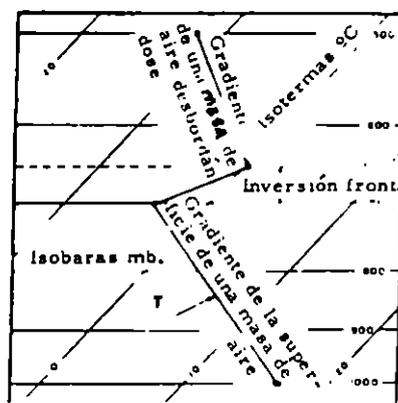


Figura 96 Inversión frontal

## 9.16 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.

Asimismo, 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 curvándose hacia arriba.

La transmisión de las ondas radioeléctricas de longitud de onda inferior a 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.

## 9.17 GRADIENTES SUPERADIABÁTICOS

Los gradientes verticales de temperatura cuyo valor sobrepasa el gradiente adiabático seco se denominan superadiabáticos. La atmósfera es entonces inestable y, en general, se establecen corrientes verticales que tienen por efecto (por mezcla) redistribuir el calor y restablecer un gradiente adiabático seco.

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 sufre una fuerte insolación.

## 9.18 NIVEL DE CONDENSACIÓN DE LA CAPA CONVECTIVA

El gradiente vertical de temperatura de las capas bajas varía en el curso del día y de la noche y se ha visto cómo puede formarse una inversión de temperatura.

En el curso del día, la radiación solar suministra calor a la superficie terrestre. Este calor es transferido a las capas bajas de la atmósfera tendiendo a aumentar el valor del gradiente vertical de temperatura. Se establecen en estas capas corrientes verticales convectivas y el gradiente toma el valor del enfriamiento adiabático seco.

La figura 97 representa esta evolución con la formación de una capa de gradiente 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 en A, de la figura 97.

El nivel de condensación así definido es el nivel de condensación de la capa convectiva. La temperatura en superficie que le corresponde es la temperatura de formación de los Cumulus.

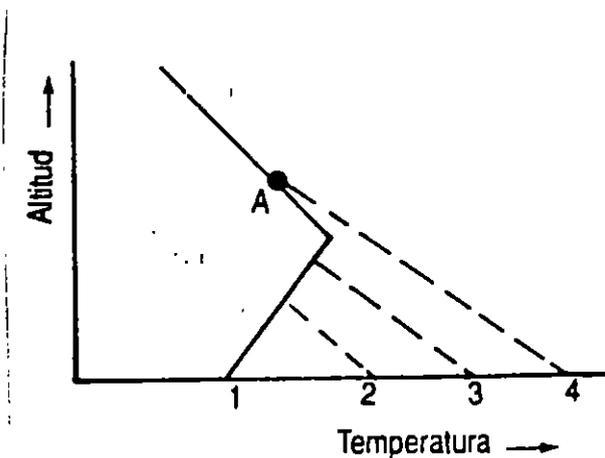


Figura 97 Nivel de condensación de la capa convectiva

Cuando la temperatura en superficie adquiere este valor y el estrato de gradiente adiabático seco llega hasta el nivel de condensación de la convección se forman Cumulus cuya base está próxima a este nivel.

Se ha estudiado la estabilidad estática de la atmósfera y sus relaciones con 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.

## 9.19 DIAGRAMA T log P

Este es un diagrama Neuhoff que se conoce con el nombre de diagrama de Herlofson, Meteorólogo noruego que lo aplicó.

El diagrama T log P es un diagrama termodinámico, un dispositivo gráfico en el que se consignan las condiciones de temperatura, humedad y densidad, con el objeto de saber si la atmósfera real en un lugar y momento determinado es estable, inestable o está en equilibrio hidrostático.

### 9.19.1 DESCRIPCIÓN DEL DIAGRAMA OBLICUO T LOG P

- ISOBARAS

Las isobaras de este diagrama son horizontales, de trazo continuo y color marrón, espaciadas logarítmicamente en intervalos de diez milibares. El valor de la presión viene señalado en ambos extremos y en el centro de las isobaras, en intervalos de 50 mbs. desde 1050 a 100 mbs., como se aprecia en la figura 98. La parte superior del papel (o carta) desde 400 a 100 mbs., se usa también para los valores de presión de 100 a 25 mbs.. Estos valores están puestos entre corchetes a ambos extremos de la isobara apropiada. En caso de que se desee trazar alturas superiores a los 10 mbs., se sugiere que se utilice el nivel de 1000 a 100 mbs. como niveles de 100 a 10 mbs. y que los valores de las escalas de este último sean escritos a mano al lado izquierdo del diagrama en los niveles de 1000 a 100 mbs. Como este es un procedimiento poco exacto, se está estudiando una nueva versión del diagrama de Herlofson en el que se puedan dibujar sondeos hasta alturas de 6 mbs.

El valor de las alturas de la Atmósfera Standard ICAO viene señalada al lado

izquierdo bajo la isobara apropiada. Los valores se dan en pie (entre paréntesis) y en metros entre corchetes. Los valores para alturas de los niveles de 1000 a 100 mbs. están impresos a la derecha del margen izquierdo. Aquellos otros para los niveles de 100 a 25 mbs. están también impresos a la izquierda de sus extremos.

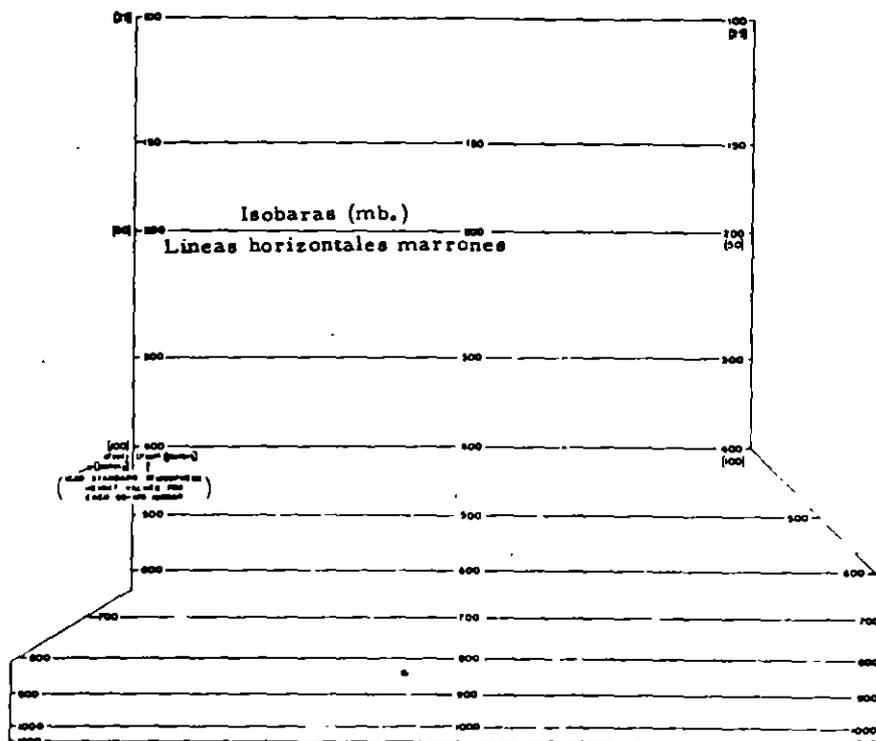


Figura 98 Isobaras del diagrama T log P

● ISOTERMAS

Las isotermas (figura 99) son rectas de trazo continuo, color marrón e inclinadas desde la base inferior izquierda del diagrama hasta su parte superior derecha. El espacio entre ellas es constante a lo largo de todo el diagrama. Sus valores vienen señalados en intervalos de 5 en 5 grados C, y alternando en bandas de 10 °C de color verde.

A lo largo de la parte inferior del diagrama, hay impresa una escala en grados fahrenheit coincidiendo con las isotermas apropiadas.

La escala de temperaturas en la región alrededor de los 100 mbs. no se extiende para valores bajos, necesarios para acomodarlos a algunos de los sondeos más

fríos. Para trazar dichos sondeos, se sugiere que en la parte superior del diagrama (por encima de los 100 mbs.) se cambia la escala de temperatura de la derecha entre 10 20 °C, y las isotermas en el área concerniente se reseñan a mano. La inclinación de Las adiabáticas no será exactamente la correcta para tal escala, pero el error resultante es ínfimo y sin ulterior consecuencia, ya que raras veces es interesante el detalle de la inestabilidad a tales alturas (usualmente en la estratosfera). Cuando el trazo de un sondeo se salga de la carta-diagrama, se comenzará la continuación del mismo a la presión donde esto ocurrió pero alejado unos diez a veinte grados a la derecha de la escala de temperatura.

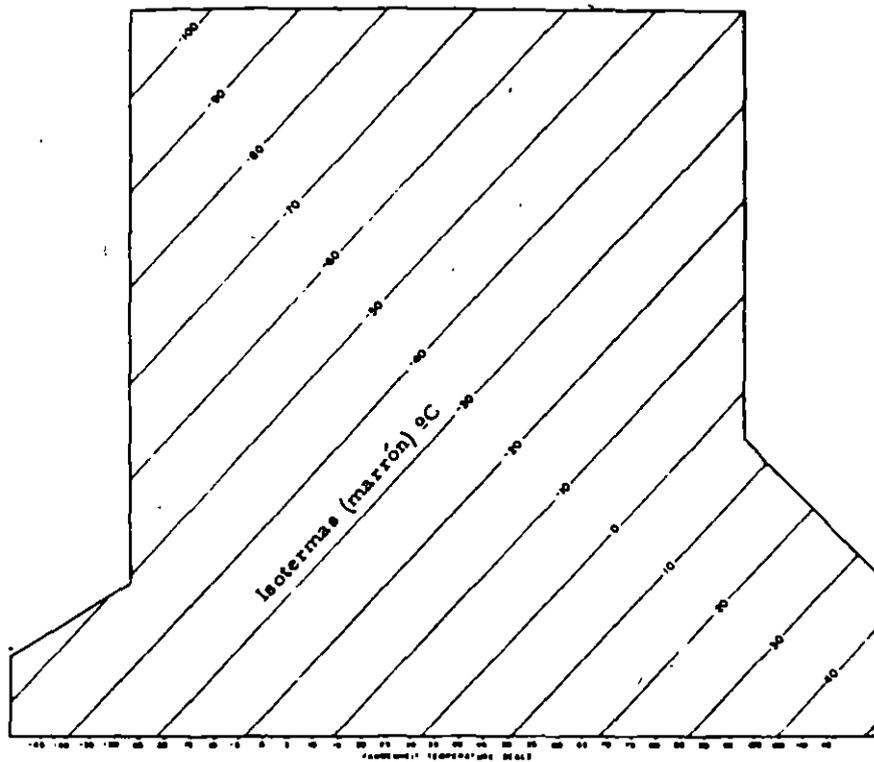


Figura 99 Isotermas en el diagrama T log P

### ● ADIABÁTICAS SECAS

Las adiabáticas secas, (ver figura 104) son líneas de trazo continuo, de color marrón y ligeramente curvadas. Van desde la parte inferior izquierda del Diagrama a la parte superior derecha del mismo. indican la variación de temperatura que experimenta una masa de aire seco al ascender o descender adiabáticamente. Estas

líneas vienen marcadas en temperaturas potenciales, como puede apreciarse en la figura, que son el valor de la temperatura de sus puntos de intersección con la isobara de 1000 mbs.. Las adiabáticas secas en la parte superior de la carta están marcadas con dos números, para incluir los valores (entre paréntesis) para la presión de los niveles de 100 a 25 mbs. En el diagrama, la distancia entre las adiabáticas secas decrece conforme su valor numérico se incrementa.

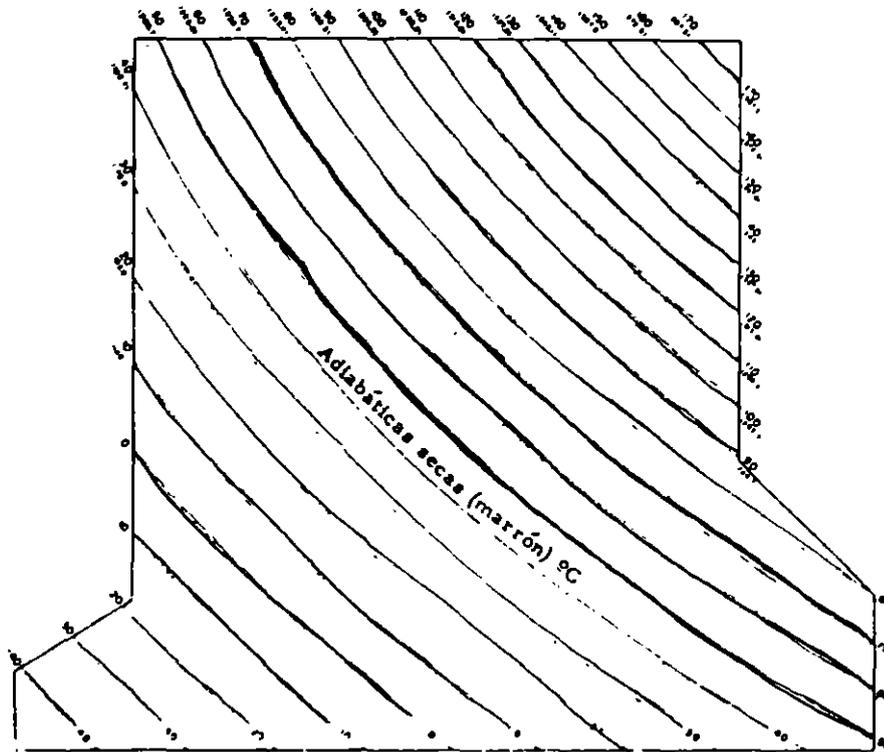


Figura 101 Adiabáticas secas en el diagrama T log P

### ● ADIABÁTICAS SATURADAS

Las adiabáticas húmedas son también de trazo continuo y ligeramente curvas (como puede apreciarse en la figura 102) de color verde; van desde la parte inferior derecha del diagrama a la superior izquierda del mismo. Son las trayectorias del aire saturado, y representan la variación de temperaturas que una masa de aire saturado sufre al ascender pseudo-adiabáticamente.

Cada adiabática húmeda está señalada con el valor en grados °C de su intersección con la isobara de 1000 mb. Las adiabáticas húmedas tienden a ser paralelas a las secas en los valores bajos de humedad, temperatura y presión. Se extienden solamente hasta la isobara de 200 mbs porque las observaciones de humedad no se pueden obtener en altitudes superiores con los equipos actuales.

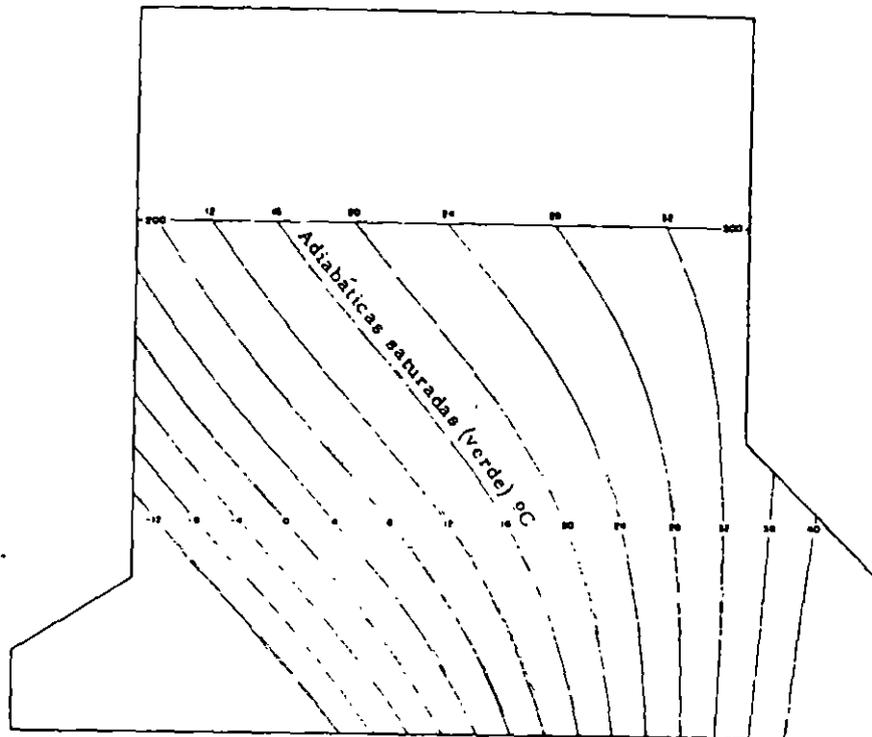


Figura 102 Adiabáticas saturadas en el diagrama Tlog P

### ● LÍNEAS DE IGUAL PROPORCIÓN DE MEZCLA

Las líneas de igual proporción de mezcla son líneas ligeramente curvadas a trazos de color verde, que van desde la parte inferior izquierda del diagrama a la parte superior derecha del mismo. Están señaladas en gramos de vapor por kilo de aire seco. El espacio entre estas líneas decrece conforme su valor numérico aumenta.

La proporción de mezcla a cualquier temperatura se obtiene de la presión del vapor de agua sobre una superficie plana. Como las adiabáticas húmedas, las

líneas de igual proporción de mezcla sólo llegan hasta la isobara de 200 mbs. (figura 102).

### ● ESCALAS DE ESPESORES

Las nueve escalas de espesores del diagrama Herlofson (figura 103) son horizontales, graduadas, líneas en negro, cada una de las cuales está situada a una distancia media entre las dos isobaras de presión tipo a las que son aplicables. Los límites de presión del estrato vienen señalados en el extremo izquierdo de la línea. Se incluyen escalas para los siguientes estratos: 1000 a 700 mbs., 700 a 500 mbs., 500 a 300 mbs., 300 a 200 mbs., 200 a 150 mbs., 150 a 100 mbs., 100 a 50 mbs., y 50 a 25 mbs.. Las escalas están graduadas a todo lo largo de ellas, de 20 en 20 pies o de diez en diez rotuladas en centenas de pies geopotenciales. Cada escala puede ser también utilizada para otros estratos además de aquél para el que están señaladas con tal que la razón de los valores extremos de la presión sea el mismo; los apartados 4.14 explican este procedimiento. Si es necesario pueden improvisarse las escalas necesarias para otros niveles interesantes.

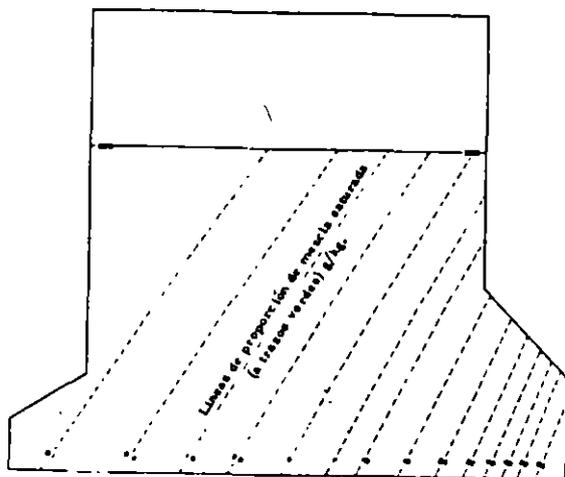


Figura 102 Líneas de proporción de mezcla

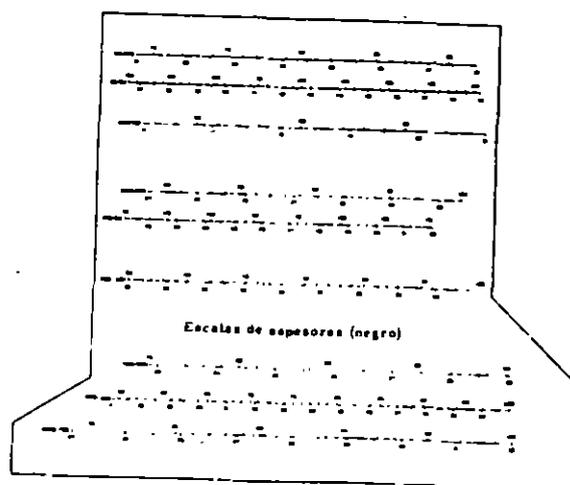


Figura 103 Escalas de espesores

● **NOMOGRAMA PARA LA ALTURA DE LOS 1000 MBS.**

El nomograma para la altura de los 1000 mbs., impreso solamente sobre la versión (AWS WPC 9-19) (figura 104), consta de tres escalas en negro:

- Una escala de temperaturas en °C y °F., que se extiende a lo largo de la parte superior del diagrama.
- Una escala de presiones en mbs., vertical y a lo largo del lado izquierdo.
- Una escala de alturas en pies y metros geopotenciales paralela a la escala de presiones.

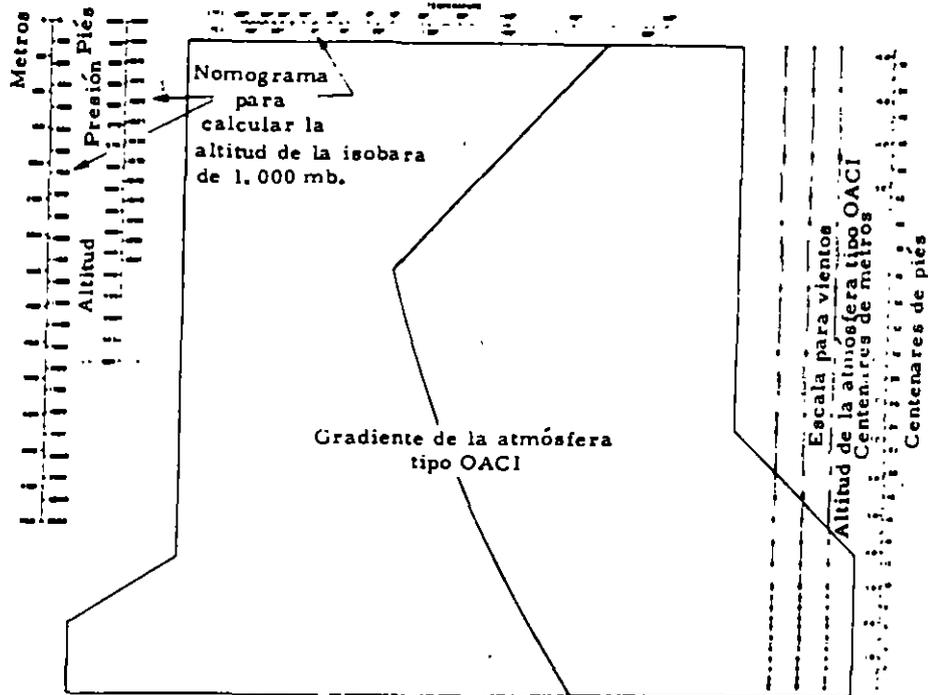


Figura 94 Nomograma para la altura de 1000 HpA

- **DATOS SOBRE LA ATMÓSFERA TIPO**

La atmósfera tipo ICAO se muestra sobre el diagrama como una línea gruesa de color marrón que pasa a través del punto 1013 mbs. de presión y 15°C de temperatura. La posición de esta línea viene representada en la figura 8. Las alturas de superficie de presión en esta atmósfera tipo por encima de los 1000 mbs se indican en una escala vertical impresa en el lado derecho del diagrama. Esta escala está graduada en pies y metros geopotenciales. Las alturas de las superficies de presión vienen también impresas al margen izquierdo del diagrama debajo de cada valor de presión (1000, 950, 900, ..... hasta 10 mbs.).

- **ESCALA DE VIENTO**

Tres rectas verticales impresas en negro y a lo largo del lado derecho del diagrama son las escalas útiles para dibujar sobre ellas los datos de viento. Los círculos negros indican las alturas en que se informa normalmente de los datos de vientos, los círculos en blanco son para los datos obligatorios del viento en la superficie de presión tipo.

### 9.19.2 TRANSCRIPCIÓN DE LOS DATOS DEL SONDEO EN EL DIAGRAMA T LOG P

Los datos utilizados para el dibujo o confección de los diagramas termodinámicos tales como el Herlofson, se obtienen de diferentes fuentes, incluyendo radiosondeos, dropsondeos, sondeos en avión, sondeos con cohetes, e información de vientos en altura de globos-piloto o radiovientos. El especialista se ajustará a las normas apropiadas en cada caso. Las instrucciones dadas en este capítulo para el trazado de los sondeos, atañen a las tres versiones del diagrama de Herlofson.

- **NÚMERO DE SONDEOS DIBUJADOS EN CADA DIAGRAMA**

Normalmente se utiliza un diagrama para la información de cada estación; y nunca debe dibujarse, más de dos sondeos diferentes sobre el mismo papel. Añadiremos, que sería conveniente reseñar sobre el diagrama el sondeo anterior con el fin de lograr una continuidad. Habría así un intervalo de 12 horas entre cada conjunto de curvas dibujadas. Por lo tanto, si son dibujados cuatro sondeos diarios por estación, se utilizará, dos diagramas; uno para el sondeo de las 0000Z 1200Z en

el que se tratará también el de las 1200Z del día anterior y otro para los sondeos de las 0600Z y 1800Z así como el precedente de las 1800Z. Este procedimiento permite al analista ver sobre un solo diagrama la evolución de una masa de aire sobre una estación en particular.

- **COLORES QUE SE ESCOGEN PARA EL TRAZADO DE LOS SONDEOS**

Las curvas de temperatura y punto de rocío del sondeo precedente (continuidad) se trazarán en tinta negra o lápiz sin transcripción de datos o títulos de ningún punto. Esto se efectuará antes de ser trazado el primer sondeo nuevo. El sondeo siguiente (12 horas de intervalo) se dibujará con lápiz azul, y el último (24 horas de intervalo con el primero) con lápiz rojo. Se sugiere este último color para resaltar el sondeo más reciente.

- **DIBUJO DE OTROS ELEMENTOS DEL SONDEO**

Para cada sondeo, se dibujarán las curvas de temperatura y de punto de rocío. Si se desea, también se pueden dibujar otros tipos de curvas de humedad.

Los puntos se dibujarán sobre el diagrama ajustándose a su presión y temperatura (bien del aire o la del punto de rocío). Cada punto de las curvas de temperatura o de puntos de rocío se transcribirán al diagrama con una pequeña señal correspondiente a su propia presión y temperatura, a cuyo alrededor se trazará un diminuto círculo (para más claridad, en este manual se han dibujado los puntos correspondientes a la curva de temperatura en círculos negros completamente). Este círculo ayudará a localizar el punto cuando se dibuje la curva y señalarán exactamente los puntos notables de la misma. Si deseamos trazar otra curva de humedad, en vez de círculos utilizaremos triángulos para diferenciarlas.

La curva de temperatura se dibujará siempre de trazo continuo; mientras que la humedad se dibujará en trazos sueltos. Es conveniente utilizar la regla para unir los puntos de las curvas. Ver figura 9.

Si atravesamos un estrato de datos "dudosos", el dibujo de las curvas se representará como siempre pero indicaremos los límites de tal estrato, en el espacio comprendido por encima de la inscripción (ejemplo Temp. dudosa 615-550 mbs.) de la base derecha del diagrama, en el mismo color que se utilizó para

dibujar las curvas.

Cuando encontremos un estrato con ausencia de datos en que las curvas desaparecen en el límite más bajo del mismo aparecen de nuevo en la parte superior, se señalará éste con el símbolo MISDA en su parte media, utilizándose el mismo color con que ha sido trazadas las curvas. Cuando los datos de humedad desaparecen, es necesario señalarlo con las iniciales MB bajo el símbolo MISDA. Este procedimiento informará definitivamente al meteorólogo sobre si la ausencia de humedad se debe a sequedad, aire frío o es el resultado de otros factores (frecuentemente no meteorológicos). Con frecuencia los datos de humedad no vuelven a aparecer en los niveles altos cuando ya se ha indicado su ausencia en los más bajos. En estos casos se procurará señalar MB ARRIBA, juntamente encima del último punto de humedad tomado.

Señalar la altura sobre cada nivel obligatorio de la isobara a la cual éste pertenece. Hacer esta anotación en centenares de pies justamente al lado del margen izquierdo del diagrama para los niveles de 1000 a 100 mbs. y para aquellos superiores a 100 mbs en el margen derecho.

#### ● DIBUJO DE LOS DATOS DE VIENTO

Los datos de viento a los niveles obligatorios, como los recibidos en la información de los sondeos de radio-viento, se deberá siempre dibujar sobre los círculos en blanco de la línea de vientos y en el mismo color que la correspondiente curva del sondeo. Los datos de viento a otros niveles y de la misma ola, se podrán dibujar, si se desea sobre los puntos en negro. Se seguirán las normas clásicas, tales como tomar como norte la parte superior del diagrama, representar con una barba cada diez nudos, etc.. Utilizar la primera línea de la derecha para la información de los primeros vientos, y dibujar sucesivamente los informes siguientes sobre la línea central y la de la izquierda. Los vientos no son normalmente trazados para continuidad a menos que al analista le interese específicamente; en cuyo caso se dibujarán sobre la línea derecha.

- **INSCRIPCIONES (PROTOCOLOS)**

Cada sondeo dibujado se registra y archiva en un sobre protocolo. Este llevará el número o nombre de la estación, la hora Z, y fecha en la parte inferior derecha de la carta. Se utilizará el mismo color para estos registros que el que se utilizó para el trazado de la curva del sondeo.

Cuando uno de los sondeos no se reciba, completar la inscripción de entrada y registrar el grupo por no observación 101 Adf encima de la inscripción en el color apropiado. Si el grupo Adf no es recibido registrar "....Z MISG".

### **9.19.3 CÁLCULO DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS CON LA AYUDA DEL DIAGRAMA T LOG P**

Generalmente se trazan dos curvas por cada sondeo sobre el diagrama oblicuo como puede apreciarse en la figura 95. Una representa la temperatura del aire libre (T) y la otra la temperatura de punto de rocío ( $T_d$ ). En este párrafo se bosquejan ciertos procedimientos para determinar cualidades meteorológicas, que pueden ser evaluadas o calculadas sencillamente sobre el sondeo dibujado en el citado diagrama.

- **RAZÓN DE MEZCLA**

La razón de mezcla es un volumen unidad de aire húmedo; la proporción de mezcla (W) es la relación de masa de vapor de agua (Mv) a la masa de aire seco (Md):

$$W = Mv / Md$$

Se expresa en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco.

Para encontrar la proporción de mezcla a una presión dada en el sondeo dibujado, se lee el valor directamente o por interpolación de la línea equisaturada que corta a la curva de punto de rocío a esa presión. Sobre la figura 9 puede apreciarse fácilmente que, a 700 mbs.  $T_d = 13$  °C.; y el valor de la equisaturada a 700 mbs. y - 13 °C. es 2.0 g/kg, que será la proporción de mezcla buscada, figura 96.

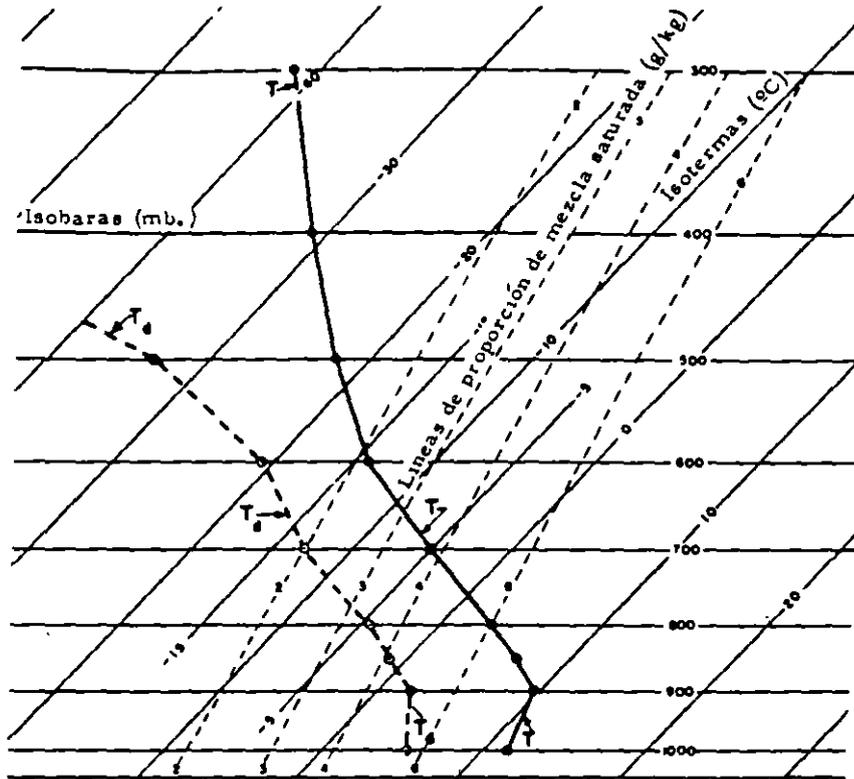


Figura 95 Sondeo en un diagrama T log P

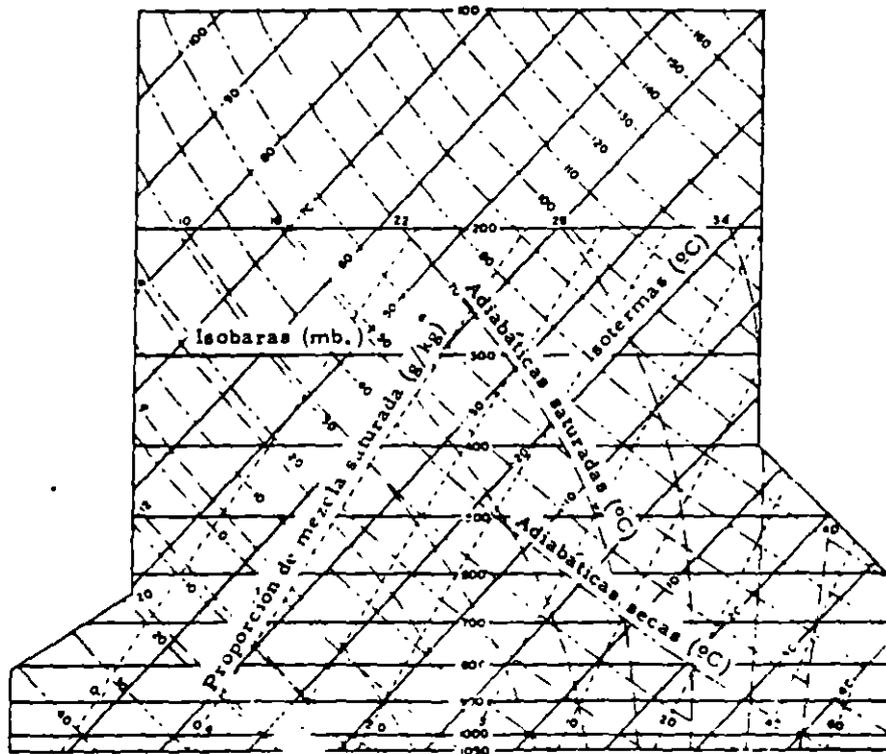


Figura 96 Determinación de la razón de mezcla

● PROPORCIÓN DE MEZCLA SATURANTE

La proporción de Mezcla saturante ( $W_s$ ) es la proporción de mezcla de un volumen de aire si éste llegase a ser saturado.

Para calcular la proporción de mezcla saturante a una presión dada en el sondeo, se lee el valor directamente o por interpolación, de la línea equisaturada que corta a la curva de temperatura  $T$  a esa presión. En la figura 97 a 700 mbs.  $T = -5\text{ }^\circ\text{C}$ .; y la proporción de mezcla saturante a  $-5\text{ }^\circ\text{C}$ . y a la presión de 700 mbs. es de 3.8 g/kg (figura 97).

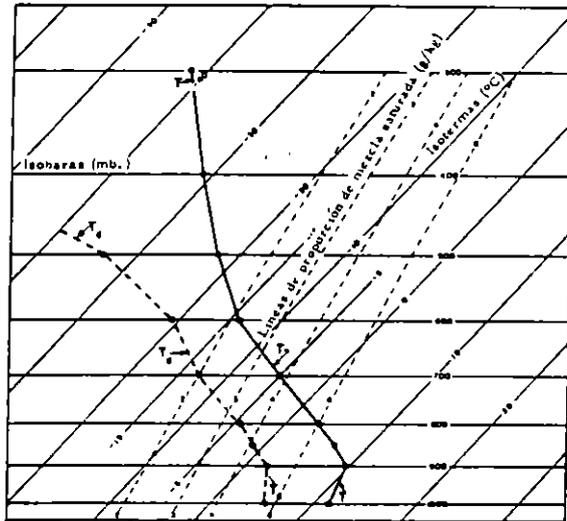


Figura 97 Procedimiento para determinar la razón de mezcla saturante

● HUMEDAD RELATIVA

La humedad relativa (HR) es la proporción en tanto por ciento de la cantidad de vapor de agua en un volumen dado de aire, a la cantidad que este mismo volumen tendría si el aire estuviese saturado.

La humedad relativa puede ser calcularse con la proporción de mezcla ( $W$ ) y la proporción de mezcla saturante ( $W_s$ ), con la siguientes ecuación:

$$HR = 100 ( W / W_s )$$

En el sondeo que muestra la figura 9, el valor de W y W<sub>s</sub> a 700 mbs. es de 2.0 y 3.8 g/kg respectivamente. Por lo que la humedad relativa en este sondeo y a 700 mbs. será de:

$$HR = 100 ( 2.0 / 3.8 ) = 53\%$$

También se puede calcular la humedad relativa en el diagrama oblicuo para una presión dada en un sondeo, de una manera gráfica, que es como sigue (figura 10).

- Desde la curva T<sub>d</sub> a la presión dada, se sigue la línea de proporción de mezcla saturada hasta la isobara de 1000 mbs.
- Desde esta intersección se dibuja una línea paralela a las isotermas.
- Desde la curva T a la presión dada, se sigue la línea de proporción de mezcla saturada hasta su intersección con la línea que anteriormente dibujamos. El Valor numérico de la isobara en este punto de intersección se divide entre diez obteniéndose el valor de la humedad relativa a la presión dada (figura 98).

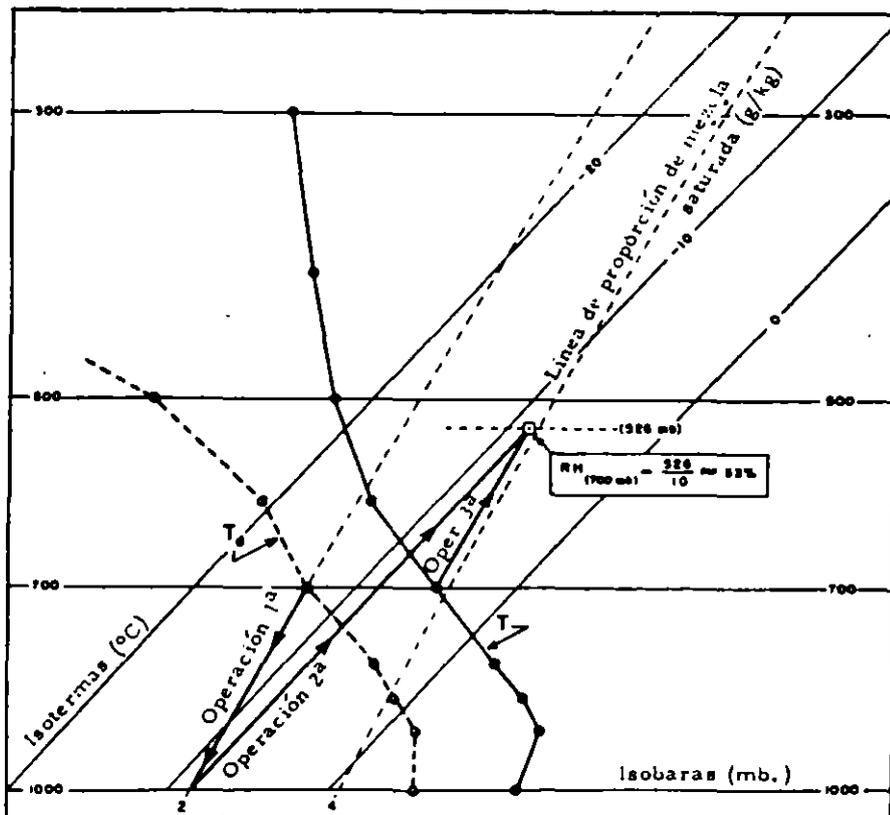


Figura 98 Determinación de la humedad relativa

● TENSIÓN DEL VAPOR

La tensión del vapor ( $e$ ) es la parte de la presión atmosférica debida a la presencia del vapor de agua en la atmósfera. Es decir, es la presión parcial debida al vapor. (Ley de Dalton).

Para el cálculo de la tensión del vapor, desde la curva de punto de rocío a la presión dada sobre el sondeo, (por ejemplo a 700 mbs. como se indica en la figura 11) se sigue la isoterma hasta la isobara de 622 mbs. (la teoría basada para escoger esta particular isobara se explica en las páginas posteriores.). El valor de la línea de proporción de mezcla satura, leído por interpolación si es necesario, donde corta en este punto a 622 mbs. da la presión del vapor en mbs. a la presión dada (figura 99).

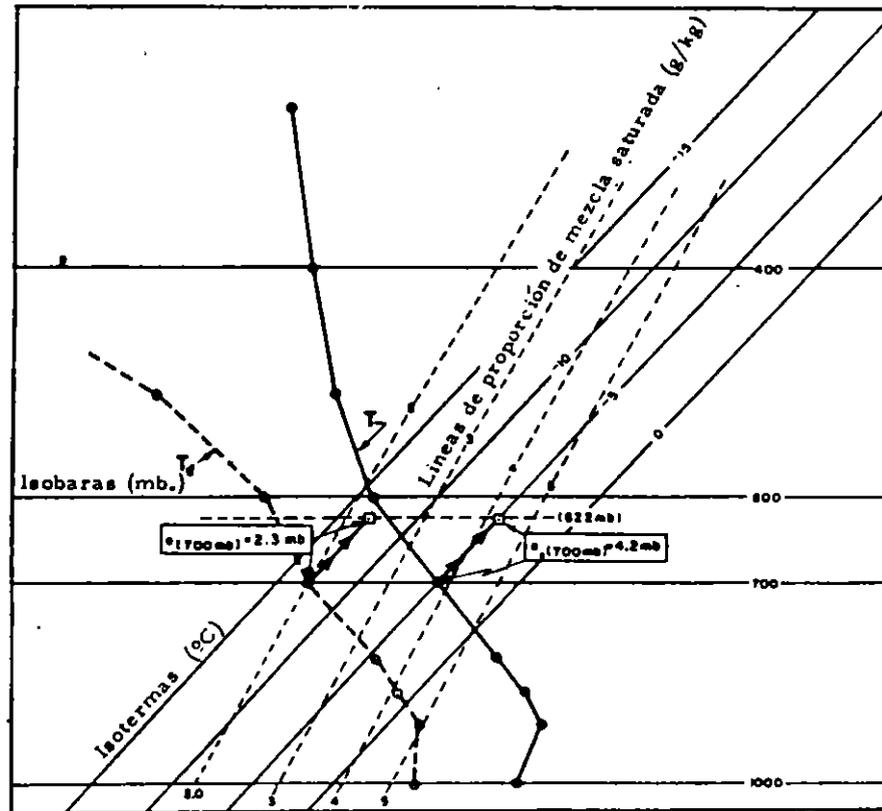


Figura 99 Procedimiento para determinar la tensión del vapor

- **PRESIÓN DE VAPOR SATURANTE**

La presión del vapor saturante ( $e_s$ ) es la presión parcial en que el vapor de agua contribuiría a la presión atmosférica total si el aire estuviese saturado.

Para calcular la presión de vapor saturante, se regresa a la figura 99; desde la curva T a la presión dada (700 mbs.) se sigue la isoterma hasta la isobara de 622 mbs. el valor de la proporción de mezcla saturada, leído por interpolación si es necesario; da en el punto de corte con dicha isobara el valor de la presión del vapor saturante en mbs. a esta presión.

- **COMENTARIOS SOBRE PARÁMETROS DE LA TEMPERATURA**

La diversidad de nombres que muchos autores han dado a los mismos parámetros de temperatura, así como a sus definiciones, han propiciado confusiones. Los nombres y definiciones que se utilizan en este manual son los standards del WMO.

- **TEMPERATURA POTENCIAL**

La temperatura potencial (O) es la temperatura que una unidad de aire alcanzaría evolucionando adiabáticamente hasta llegar a la presión de 1000 mbs.

Para calcular la temperatura potencial a una presión dada, por ejemplo la de 700 mbs. del sondeo expuesto en la figura 100, la temperatura potencial en °C. es igual al valor de la adiabática seca que pasa a través de la curva T (curva de estado) a este nivel. La temperatura potencial se expresa corrientemente en °K, que se obtiene añadiendo 273 a la temperatura hallada en °C.

Otra manera de calcularla está representado en la figura 100. Desde la curva de temperatura a la de presión dada (700 mbs.), seguiremos la adiabática seca hasta los 1000 mbs. El valor de la isoterma de esta adiabática a 1000 mbs. es igual a la temperatura potencial de la porción a la presión dada.

En el ejemplo que muestra la figura 12  $O(700) = 24\text{ °C. } \text{ó } 279\text{ °K.}$

## ● TEMPERATURA DEL TERMÓMETRO HÚMEDO

La temperatura del termómetro húmedo ( $T_w$ ), es la temperatura más baja a que un volumen de aire a presión constante puede ser enfriado por vaporación de agua en su seno. se da por hecho que el calor requerido para la evaporación es tomado del mismo aire (esta temperatura es invariable para las evaporaciones).

Cálculo: En la figura 101 se puede apreciar el método seguido para hallar la temperatura del termómetro húmedo a una presión dada en el sondeo dibujado. Los pasos a seguir son:

- Desde la curva de punto de rocío a la presión dada (en este caso 700 mbs.) se dibuja una línea ascendente a lo largo de la línea de proporción de mezcla saturante.
- Desde la curva T a la presión dada (700 mbs.), se traza otra línea hacia arriba y a lo largo de la adiabática seca, hasta su intersección con la anterior. La altura de esta intersección es la que marca el nivel de condensación.
- Desde este punto de intersección se sigue la adiabática saturada hacia abajo hasta la presión dada. El valor de la isoterma a esta presión y en este punto es igual a la temperatura del termómetro húmedo. En el ejemplo de la figura 13,  $T_w = 8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

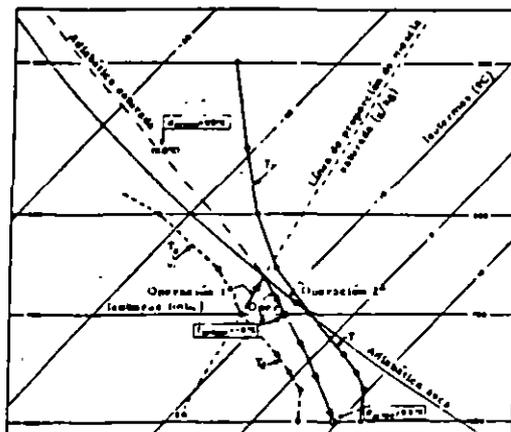


Figura 101 Determinación de la temperatura del termómetro húmedo

● TEMPERATURA POTENCIAL DEL TERMÓMETRO HÚMEDO

La temperatura potencial del termómetro húmedo ( $O_w$ ) es la temperatura de una unidad de aire de dicho termómetro si este fuese llevada por la adiabática saturada hasta la presión de 1000 mbs. ( Esta temperatura es invariable para las evoluciones adiabáticas).

Para calculala, se identifica la temperatura del termómetro húmedo (figura 102). El valor de la temperatura potencial del termómetro húmedo es el valor que tiene la adiabática saturada que pasa por dicho punto de la temperatura del termómetro húmedo.

Otra forma de calcularse consiste en partir de la temperatura encontrada para el Termómetro húmedo bajaremos por la adiabática saturada hasta cortar la isobara de 1000 mbs., el valor de la isoterma en esta intersección es el valor de la temperatura potencial del termómetro húmedo a la presión dada. En el ejemplo de la figura 13 es:  $O_w(700) = 9.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

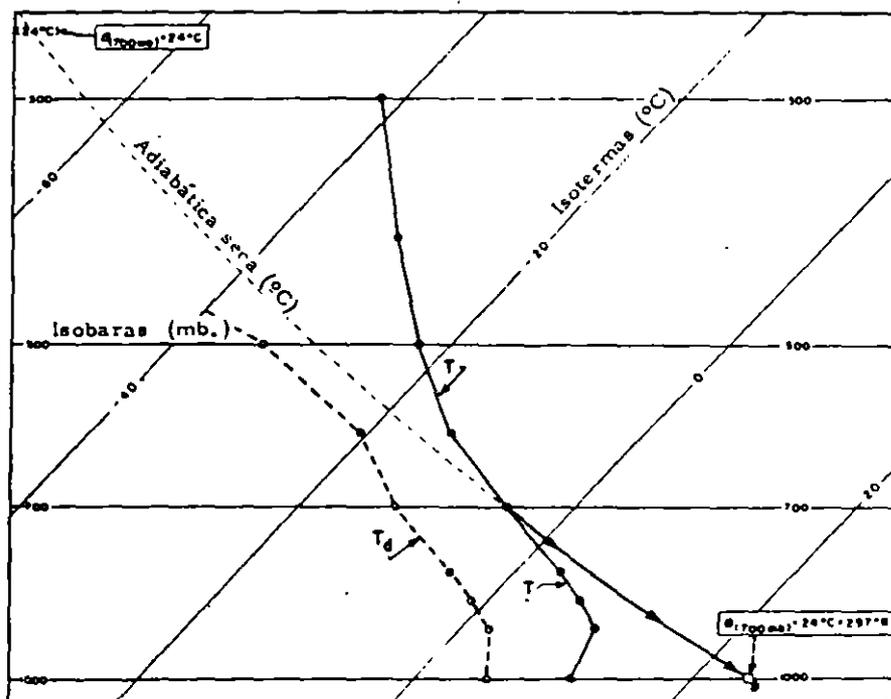


Figura 102 Determinación de la temperatura potencial

● TEMPERATURA EQUIVALENTE

La temperatura equivalente es la máxima temperatura que una masa de aire puede alcanzar por condensación. Esta temperatura equivalente ( $T_E$ ) se conoce en ocasiones "temperatura equivalente adiabática", y no debe confundirse con la "temperatura equivalente isobárica", la cual es siempre escasamente más baja.

En la figura 103 se muestra el método para calcular la  $T_E$  para una presión dada en el sondeo. Las fases son:

- Desde la curva de punto de rocío a presión dada, en este caso 700 mbs. ( $P'$ ), se dibuja una línea hacia arriba y a lo largo de la línea de proporción de mezcla saturada. Después, desde la curva de temperatura  $T$  a la presión dada (punto  $P$ ), se dibuja otra a lo largo y hacia arriba de la adiabática seca. (La altura de esta intersección, es la "línea del nivel de condensación").
- Desde dicha intersección, se sigue la adiabática saturada hasta una presión donde ambas, la saturada y la seca, sean paralelas.
- Desde esta presión se baja por la adiabática seca hasta encontrar la presión 700 mbs. El valor de la isoterma en este punto es igual al de la temperatura equivalente.

En el ejemplo señalado en la figura 8  $T_E(700) = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$

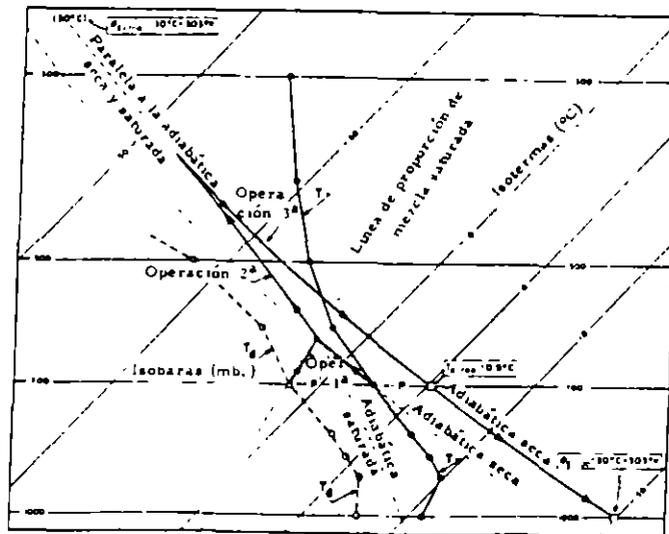


Figura 103 Cálculo gráfico de la temperatura equivalente

● TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE

La temperatura potencial equivalente ( $O_e$ ) es el valor que aduiere la temperatura potencial del aire, cuando ésta absorbe el calor de condensación de todo el vapor que le acompaña. Si el valor se condensa a la presión inicial  $p$ , resulta la llamada temperatura equipotencial.

Para calcularse, se encuentra la  $T_E$  a la presión dada, en este caso 700 mbs., como se describe en la figura 104; desde el punto  $T_E$  se sigue la adiabática saturada hasta los 1000 mbs. El valor de la isoterma en este punto es igual al valor de la temperatura potencial equivalente  $O_E$  a la presión dada. Esta puede leerse también directamente por el valor de la adiabática seca que atraviesa en punto  $T_E$  a la presión dada. En el ejemplo representado en la figura:  $O_E(700) = 30^\circ\text{C}$  ó  $303^\circ\text{K}$ .

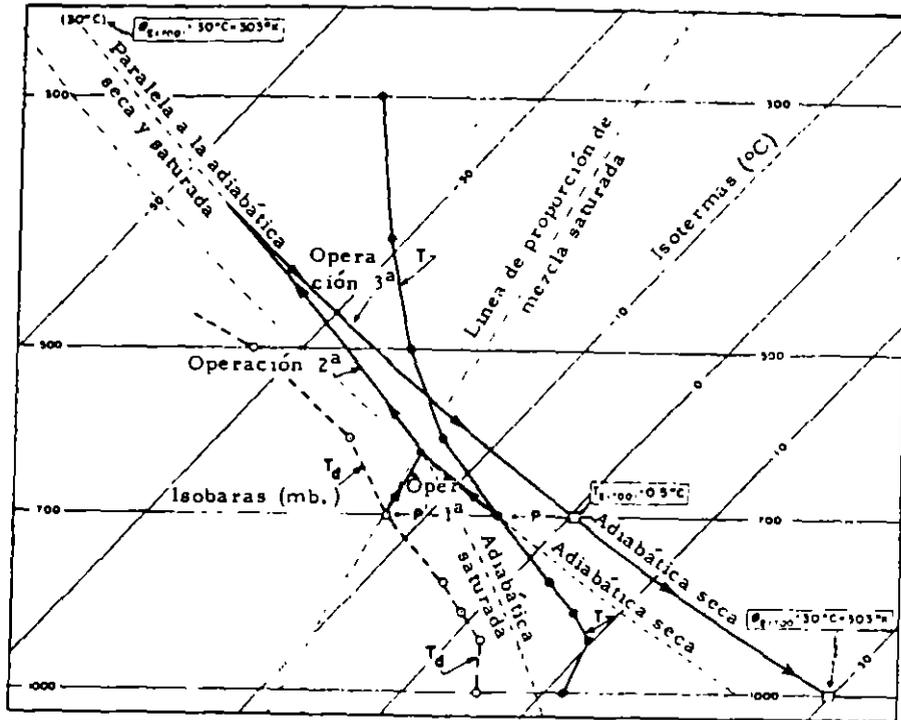


Figura 104 Determinación de la temperatura potencial equivalente

● TEMPERATURA VIRTUAL

La temperatura virtual ( $T_v$ ) de una masa de aire húmedo, es la temperatura del aire seco que a la misma presión, tiene la misma densidad.

Para su cálculo, la diferencia en grados centígrados entre las temperaturas observada y virtual ( $T_v - T$ ) es aproximadamente igual a  $1/6$  del valor numérico de la línea de proporción de mezcla saturada que pasa a través de la curva de puntos de rocío a dicha presión. así pues, la temperatura virtual puede ser calculada en cada punto o presión que interese, con sólo añadir esta diferencia numérica ( $w/6$ ) a la temperatura  $T$  de dicha presión.

La figura 105 representa un ejemplo de dicha relación entre las 2 curvas. En los puntos por encima de 500 mbs. en que desciende bastante el valor de la humedad, ambas curvas ( $T$  y  $T_v$ ) casi se identifican. Para obtener mejores resultados, para hallar la  $T_v$  se utiliza la siguiente ecuación:

$$T_v = T (1 + 0.6 w)$$

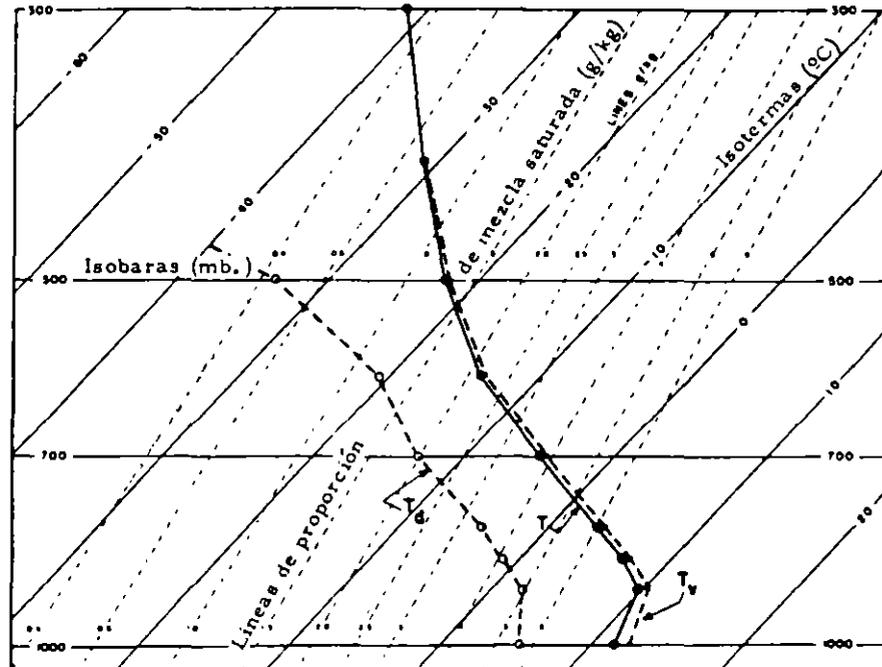


Figura 105 Cálculo de la temperatura virtual

- **ESPESOR DE UN ESTRATO**

El espesor de un estrato entre 2 superficies de presión es igual a la diferencia de alturas geopotenciales de dichas superficies.

En la figura 106 se representa el procedimiento para calcular el espesor de un estrato dado.

- Se calculará la curva  $T_v$  para el estrato dado, en este caso de 1000 - 700 mbs, basada en los correspondientes valores de los puntos de T y w del sondeo en cuestión.
- Dibujar una línea recta a través del estrato, de forma que, las áreas que queden limitadas por la recta y la curva de ambos lados sean proporcionales.
- Se lee el espesor del estrato buscado en el punto en el que la recta corte a la escala de espesores para el estrato buscado.

A la izquierda de cada escala de espesores del diagrama oblicuo se especifica el estrato para el cual esta escala debe ser utilizada. No obstante, cada escala se puede aplicar para calcular otros estratos, siempre que en los cuales la proporción numérica de los límites de presión sea igual a la relación indicada por la señal de la escala impresa. Por ejemplo, la escala para el estrato de 500 a 300 mbs. (señalada 500/300) se puede también utilizar para determinar los espesores de los estratos de 50 a 30 mbs., 250 a 150 mbs., 1000 a 600, etc. Las escalas de espesores impresas en el diagrama oblicuo pueden utilizarse para determinar los espesores de estratos cuya proporción entre los límites de presión sea igual a 2/1, 3/2, 4/3, 5/3, 7/5, ó 10/7. El espesor del estrato entre dos superficies de presión es directamente proporcional a la temperatura virtual media de dicho estrato. Dicha conclusión se saca de la ecuación hipsométrica siguiente, y en la cual se basa todo el cálculo de espesores.

$$\text{Espesor} = \frac{R_d}{g} T_v \ln \left( \frac{P}{P'} \right)$$

donde  $T_v$  es la temperatura virtual media del estrato (en °K);  $R_d$  es el gas constante para el aire seco;  $g$  la constante de gravedad; y  $P$  y  $P'$  son los límites de presión del estrato; y  $\ln$  indica el logaritmo natural (con Base e). Una vez escogidos los valores límite - presión, el logaritmo de su proporción llega ser una constante; y entonces el espesor varía únicamente con la  $T_v$  media. Esto es fácil

comprobarlo en el diagrama oblicuo. Por ejemplo el espesor del estrato de 1000 a 500 mbs. con una temperatura  $V$  media de  $-40^{\circ}\text{C}$  es en su escala correspondiente de 15.540 pies. Los espesores de los estratos de 100 a 50 mbs. y de 50 a 25 mbs. (los cuales tienen la misma relación de presión 2/1) con la misma temperatura v.m. de  $40^{\circ}\text{C}$  tienen también en la escala idéntica altura.

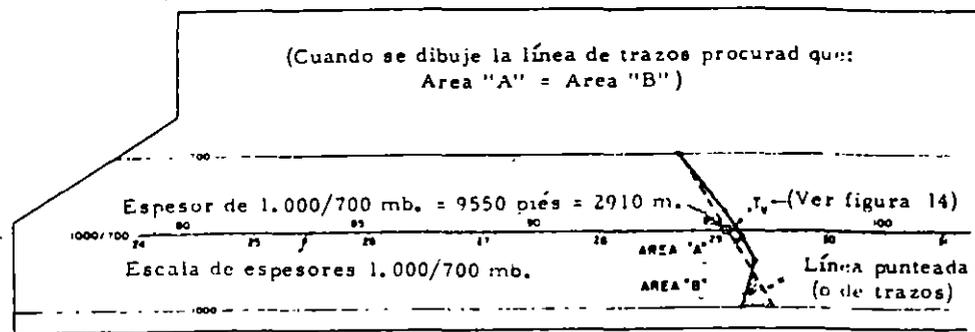


Figura 106 Determinación del espesor de un estrato

- **ALTURA DE LA SUPERFICIE DE 1000 HPA**

La altura de la superficie de 1000 hpa, Es la altura por encima del nivel medio del mar (MSL) de la superficie de presión de 1000 mbs. dada en pies o en metros geopotenciales.

Para calcularla se utiliza el nomograma de altura de 1000 mbs. impreso en el

ángulo superior izquierdo del diagrama oblicuo, se utiliza para obtener este valor. Un ejemplo del uso de este nomograma se representa en la figura 107. Tomemos el valor de la temperatura del aire en superficie (40°F) sobre la escala de temperaturas situada en la parte superior de la carta. Luego se tomará la presión al nivel del mar (1025 mbs) sobre la escala de presiones situada al lado izquierdo de la carta. Y por último unamos con una recta estos dos puntos la cual cortará la escala de altura y en cuya intersección, se puede leer la altura que corresponde a la superficie de 1000 mbs. Por encima del nivel medio del mar es inferior a 1000 mbs., el valor de la altura indicada es negativo; la altura de la superficie de 1000 mbs. está por debajo del nivel del mar.

La altura de la superficie de 1000 mbs. por encima de una estación puede también calcularse por el nomograma anteriormente citado. Para lo cual, la presión de la estación se lleva sobre la escala de presión al nivel medio del mar insertada en la carta. La altura leída es la que corresponde a la estación.

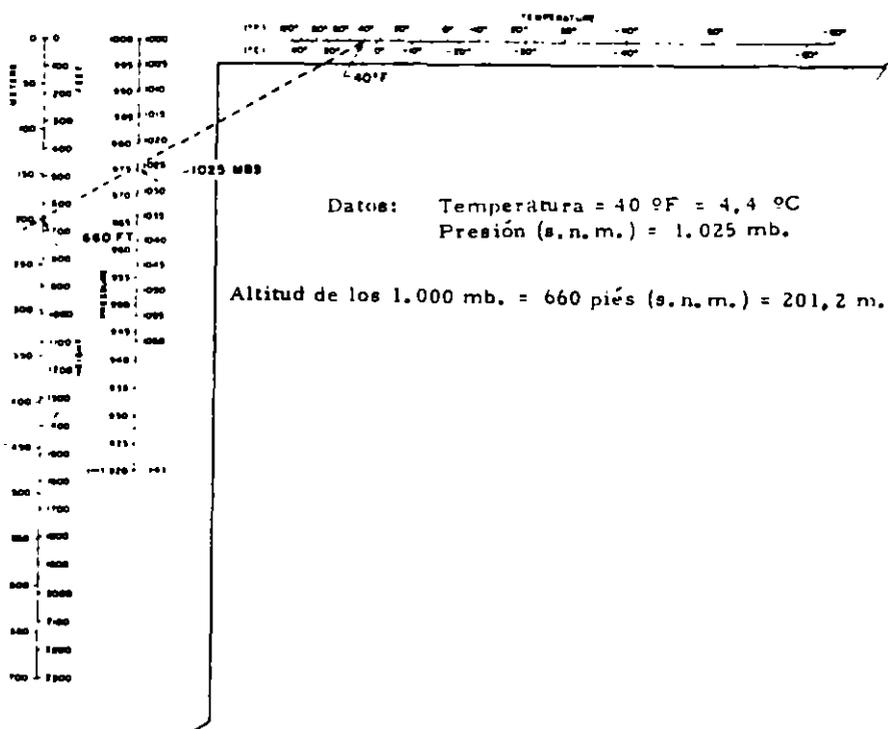
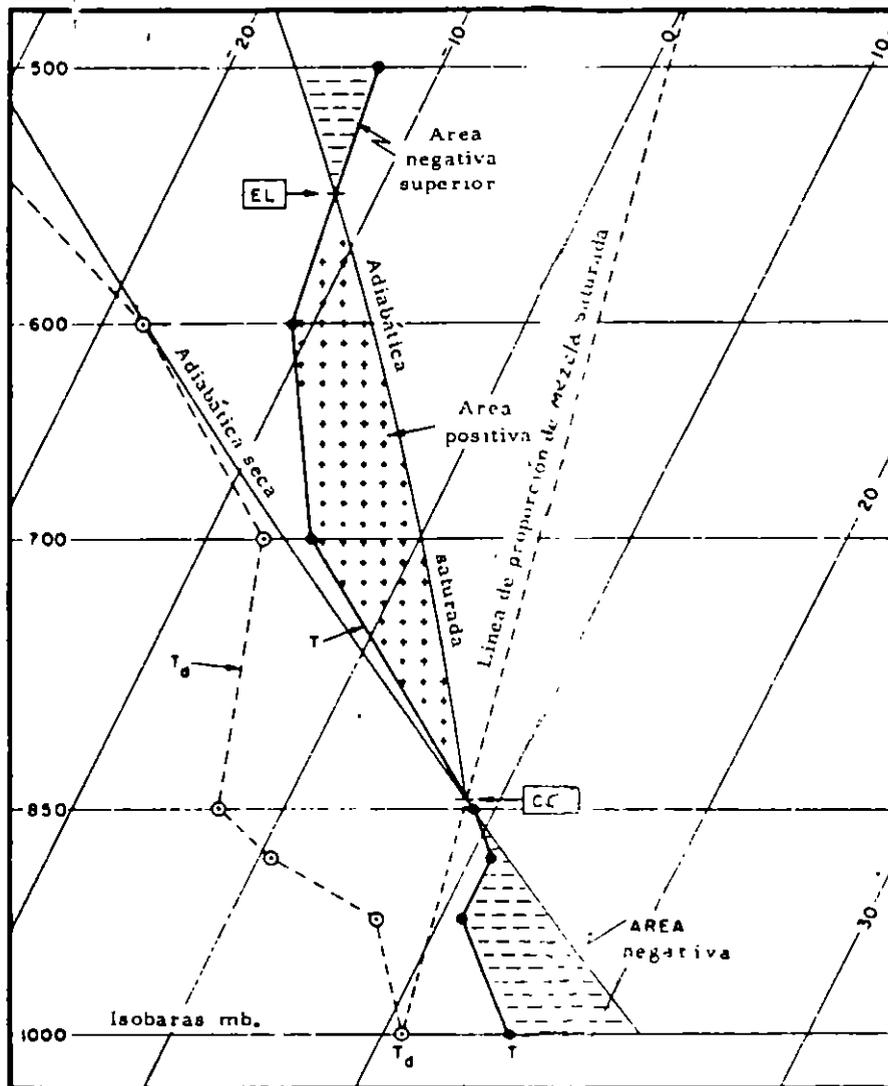


Figura 107 Determinación de la altura de 1000 hPa

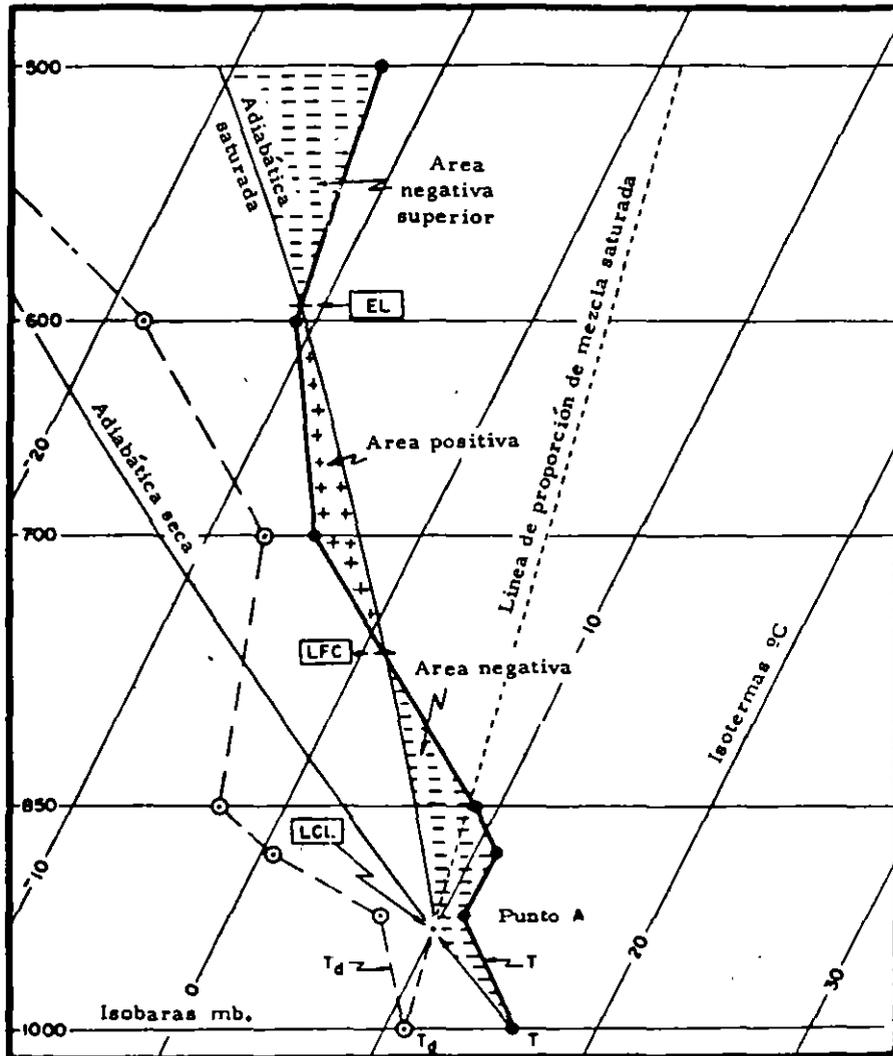
- **PRESIÓN - ALTITUD**

La presión-altitud es la altitud a que una presión se encuentra en una atmósfera standard. Cuando el altímetro de una aeronave es puesto a 20.92 pulgadas (1013.25 mbs.) indicará la presión altitud en aquella atmósfera standard que se tomó como base para su calibración. La mayoría de los altímetros de las aeronaves de U.S.A. se basan sobre vieja atmósfera standard de la NACA, la cual apenas difiere de la ICAO excepto por encima de la tropopausa.

Determinación de las áreas positivas y negativas de un sondeo, debidas al calentamiento de una partícula de superficie.

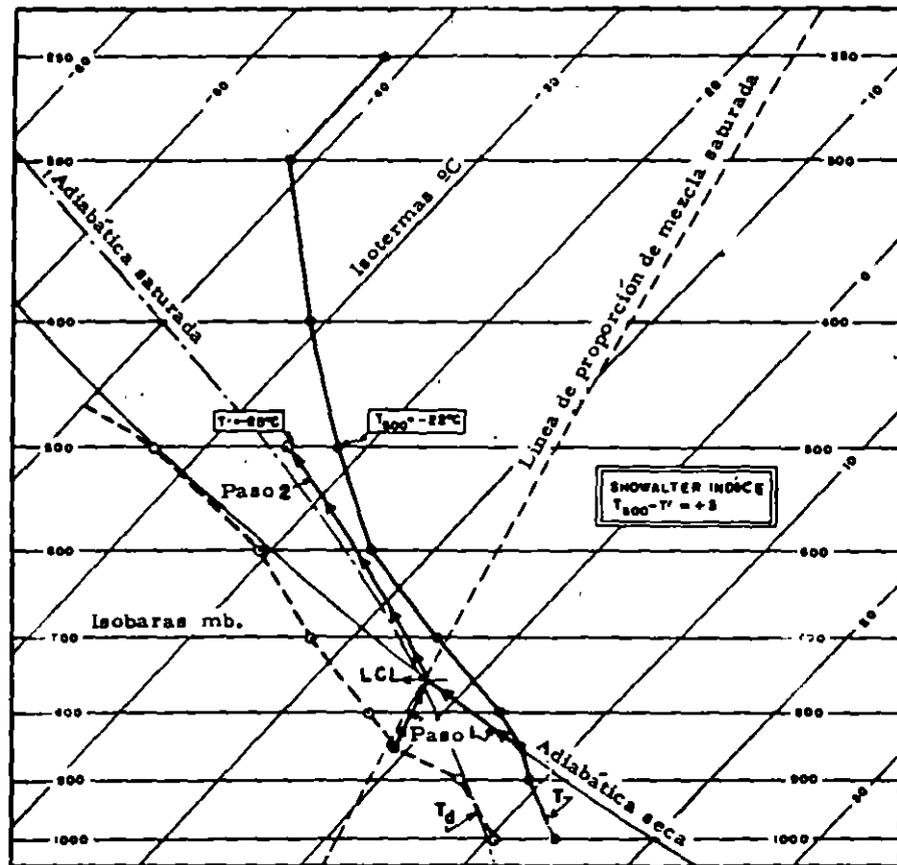


Determinación de las áreas positivas y negativas de un sondeo, debidas al ascenso de una partícula de la superficie.

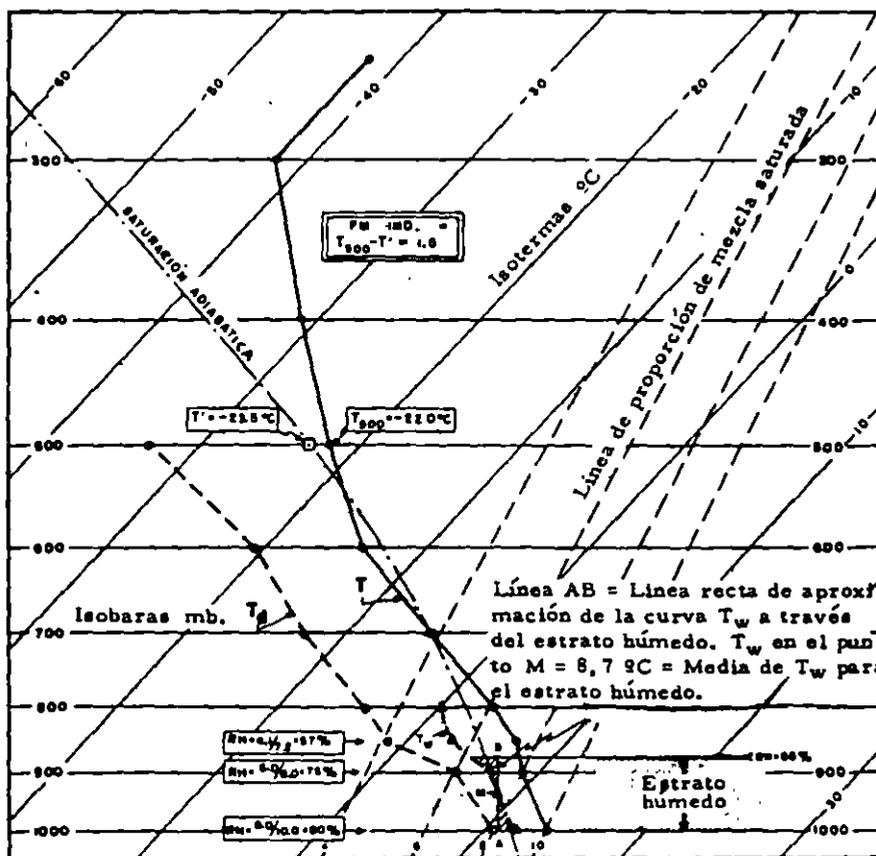


27012

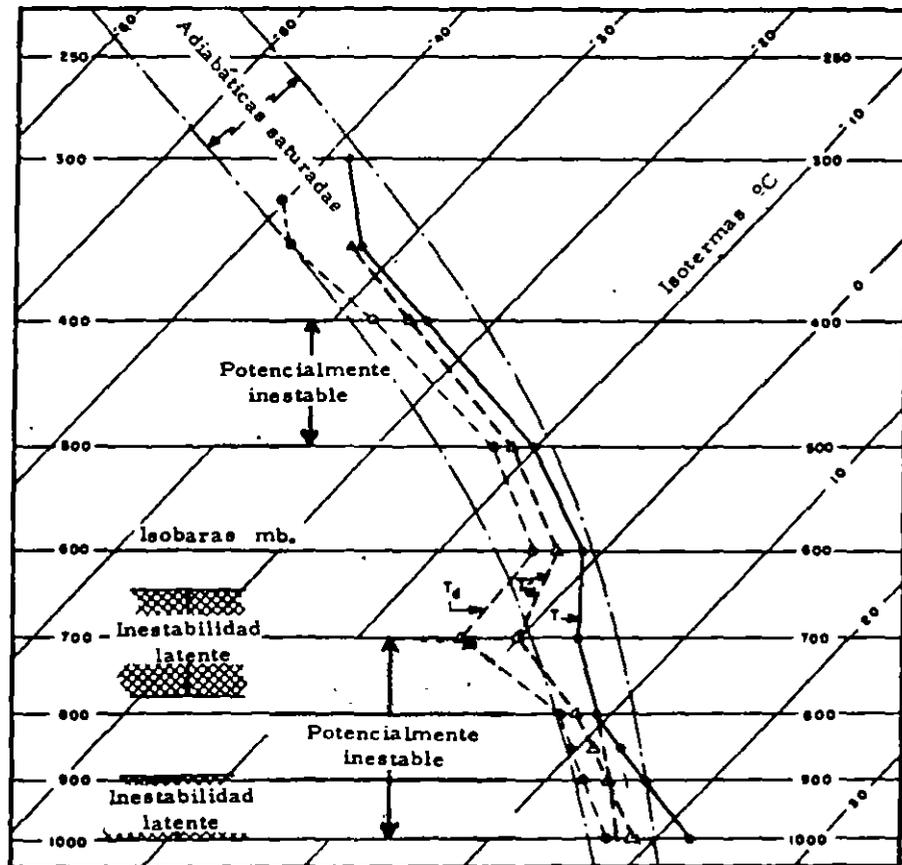
### Cálculo del índice de estabilidad Showalter.



Cálculo del índice de estabilidad (FM Ind.)  
Faubush-Miller.



Ejemplo de estratos con inestabilidad potencial, comparando las dos curvas  $T_w$  y  $T_d$  para el diagnóstico.



## AUTOEVALUACIÓN

1. ¿Qué es un proceso adiabático?, ¿Por qué la mayor parte de los cambios de 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 se eleva verticalmente hasta 3 km y se enfría siguiendo el E.A.S., ¿cuál será, aproximadamente, su temperatura?
3. ¿Cuál es el significado de la expresión enfriamiento adiabático del aire nuboso?, ¿por qué el E.A.S. difiere del E.A.N.?, ¿Por qué el valor del E.A.N. varía con la temperatura?
4. Redáctense breves notas sobre:
  - a) Gradiente vertical de temperatura
  - b) Atmósfera inestable
  - c) Inversiones de superficie
  - d) Subsistencia
  - e) Gradiente superadiabático
5. Redáctese un corto texto sobre la turbulencia en la atmósfera. Explique la diferencia entre turbulencia térmica y turbulencia mecánica.
6. Describa la formación de los siguientes tipos de inversión de temperatura:
  - a) Inversión de radiación
  - b) Inversión de turbulencia
  - c) Inversión de subsidencia
  - d) Inversión frontal

7. Describa 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. Explique el significado de las expresiones siguientes:
  - a) Nivel de condensación de la partícula
  - b) Nivel de condensación de la capa convectiva
  
9. Ejercite el cálculo gráfico de los diversos parámetros meteorológicos.

## CAPÍTULO X

### VISIBILIDAD

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos para explicar el fenómeno de la visibilidad, su definición y los factores que le producen variaciones.

#### INTRODUCCIÓN

La visión de objetos lejanos o de luces durante la noche es perturbada frecuentemente por la presencia de partículas sólidas o líquidas en el aire, que pueden ser hidrometeoros (niebla, neblina, lluvia, nieve) o litometeoros (polvo, humos).

La luz emitida por los objetos lejanos es absorbida en parte por estas partículas, pero la causa principal por la que se reduce la visibilidad es la difusión de esta luz, solamente una pequeña fracción de la misma llega al ojo del observador.

#### 10.1 VISIBILIDAD METEOROLÓGICA

El concepto de visibilidad utilizado en meteorología se refiere a la visión humana y se expresa en distancia. La visibilidad más importante 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. En ocasiones la visibilidad horizontal varía con la dirección, por lo que en los mensajes de observación se transmite 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 el edificio éste más alejado. Se tiene que tener en cuenta todas estas circunstancias al definir la visibilidad.

## 10.2 VISIBILIDAD DIURNA

Para las observaciones realizadas durante el día, la visibilidad meteorológica es la mayor distancia a que puede ser visto e identificado un objeto negro en el horizonte y sobre el cielo. El objeto debe tener dimensiones angulares de por lo menos 0.5 grados horizontal y verticalmente, sin sobrepasar 5 grados en el sentido horizontal.

La dimensión angular de 0.5 grados se puede medir con 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.

La identificación de un objeto depende del conocimiento, por parte del observador, del paisaje circundante. Es necesario que el observador conozca la forma del objeto que se destaca sobre el cielo en el horizonte, sin necesitarse la identificación de los detalles.

## 10.3 VISIBILIDAD NOCTURNA

La visibilidad nocturna es la mayor distancia a que el objeto negro de dimensiones antes citadas puede ser visto e identificado si se aumentara la iluminación general hasta alcanzar la intensidad normal de la luz diurna.

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. También se pueden utilizar siluetas de colinas y de montañas que destaquen sobre el cielo.

Percibir luces durante la noche es más difícil que observar objetos sobre el cielo en el horizonte. La posibilidad de distinguir luces débiles depende de la intensidad de la luz en la proximidad del observador. Cuando se sale de una habitación brillantemente iluminada, es necesario esperar casi media hora para que los ojos se acostumbren al ambiente. Por ello es deseable que, de noche, la observación de la visibilidad se realice al final, después de las otras 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 en su percepción; si la claridad del 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 formas:

- Por la mayor distancia a la que se puede percibir una luz de intensidad igual a 100 bujías.
- Por la intensidad de un foco luminoso justamente visible y situado a una distancia determinada.

Se han trazado tablas que utilizan estas relaciones para permitir evaluar la visibilidad durante las observaciones nocturnas.

#### **10.4 INSTRUMENTOS DE MEDIDA DE LA VISIBILIDAD**

Se han construido aparatos para medir la visibilidad, pero no son totalmente exactos. No existe ventaja en emplear un instrumento para las medidas diurnas, si se dispone de una serie adecuada de puntos de referencia para la observación directa.

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.

#### **10.5 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA VISIBILIDAD**

Los principales factores que influyen en la visibilidad meteorológica son los siguientes:

- Las precipitaciones
- La niebla y la neblina
- Los raciones arrastradas por el viento
- Las partículas oleaginosas
- El humo
- El polvo y la arena
- La sal

## 10.6 EFECTOS DE LAS PRECIPITACIONES

En el caso de precipitaciones, la reducción de la visibilidad puede ser ocasionada por las gotitas de agua o por las partículas de hielo.

La visibilidad durante la lluvia depende a la vez de las dimensiones de las gotas y de su cantidad. La lluvia débil afecta poco, pero las lluvias moderadas reducen la visibilidad entre 3 km y 10 km. Durante las lluvias fuertes puede reducirse la visibilidad hasta 50 a 500 m.

Con llovizna, la visibilidad depende de la intensidad y puede variar desde 200 metros hasta menos de 50 metros.

La nieve reduce la visibilidad más que la lluvia. En caso de nieve moderada, la visibilidad se reduce habitualmente a menos de 1 km; con nevadas fuertes la visibilidad puede variar desde 200 metros hasta menos de 50 metros.

El viento puede influir en la reducción de la visibilidad levantando la nieve del suelo, sobre todo cuando está seca y en polvo, provocando ventiscas. La reducción de la visibilidad a causa de ventiscas es más frecuente por la baja temperatura, en las latitudes elevadas.

## 10.7 NIEBLA Y NEBLINA

Generalmente la niebla está constituida por gotitas de agua; aunque en algunas ocasiones puede contener cristales de hielo. Se pueden observar "nieblas heladas" en latitudes altas cuando la temperatura es inferior a  $-20^{\circ}\text{C}$ , cuando el viento es débil. En los terrenos elevados, puede considerarse la niebla como una nube al nivel del suelo; pueden ser nubes que se forman por ascendencia adiabática.

La condensación se origina por la presencia de superficies frías subyacentes. En este caso, se producen dos tipos de niebla:

- Niebla de radiación, que resulta del enfriamiento del suelo por la radiación nocturna.
- Niebla de advección, provocada por la advección del aire, relativamente cálido, sobre superficies frías.

Las nieblas de radiación se producen durante noches despejadas. 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 blanca sobre el suelo que está más frío, lo que disminuye el vapor de agua del aire.

Aunque exista poca turbulencia se produce una mezcla de aire, y de esta forma el enfriamiento puede propagarse hasta un espesor mayor. Si la turbulencia es suficiente, pueden formarse Stratus.

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. Las condiciones necesarias para la formación de niebla de radiación son: punto de rocío bastante elevado, enfriamiento suficiente durante la noche y ligera turbulencia.

La niebla de advección se forma cuando se desplaza aire hacia regiones oceánicas o terrestre más frías, siendo la temperatura de la superficie inferior al punto de rocío del aire en movimiento. Sobre tierra, el enfriamiento por radiación intensifica los efectos de la advección cuando el aire cálido y húmedo procede del mar. A lo anterior se le puede llamar niebla de radiación y de advección.

La advección es la causa de la formación de nieblas en forma de humaredas en la superficie del mar. El aire frío conducido por advección sobre una superficie de agua más cálida 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 focos de aire frío tales como tierras cubiertas de nieve o bancos de hielo en los mares polares.

Los anteriores tipos de nieblas pueden considerarse nieblas de masas de aire, ya que resultan del enfriamiento en el interior de una extensa masa de aire más o menos uniforme.

Las nieblas frontales resultan de la interacción de dos masas de aire. Pueden producirse de dos maneras: como consecuencia del descenso de la base de las nubes hasta el suelo tras el paso de un frente, con más frecuencia sobre las colinas o en montañas que en el llano. El 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 el aire de las capas bajas se enfríe. Estas condiciones pueden realizarse en el aire frío antes del paso de un frente cálido. Las nieblas prefrontales asociadas a los frentes cálidos 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 cálido 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 entonces bastante inferior 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.

## 10.8 ROCIONES

La altura de las olas del mar crece cuando la velocidad del viento aumenta, formándose rociones en la cresta de las olas que rompen. Si la velocidad aumenta, se forman estelas de rociones que son arrastradas en el aire.

Cuando el viento excede de viento muy duro (41 a 47 nudos) los rociones comienzan a reducir la visibilidad. Esta disminución crece con la velocidad del viento; cuando se transforma en huracán (más de 63 nudos) la visibilidad puede

reducirse seriamente.

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.

## 10.9 PARTÍCULAS DE ACEITE

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.

## 10.10 REDUCCIÓN DE LA VISIBILIDAD POR LOS HUMOS

La visibilidad se reduce cuando se presenta neblina densa por el humo procedente de hogares e industrias. Las partículas mayores del humo tienden a depositarse; gran parte de las partículas más finas, tiende a permanecer en suspensión en el aire. Las dimensiones de estas pequeñas partículas son comparables a las gotitas de agua de las neblinas o nieblas.

La combustión de la mayor parte de las sustancias produce pequeñas partículas de carbono. Este carbono contenido en los humos es la causa de las neblinas negras que caracterizan las ciudades industriales importantes. El carbono y la madera, al quemarse, proporcionan diversas sustancias alquitraneras que, al mezclarse con el carbono, forman el hollín.

La mayor parte de los combustibles contienen una pequeña proporción de azufre que, al arder, forma anhídrido sulfuroso ( $\text{SO}_2$ ). La acción de la radiación solar sobre el anhídrido sulfuroso provoca su transformación en anhídrido sulfúrico ( $\text{SO}_3$ ). Este gas es muy higroscópico y tiende a formar gotitas de agua ricas en ácido sulfúrico ( $\text{SO}_4\text{H}_2$ ) que, no sólo reduce la visibilidad, sino que representa un peligro para la salud de los habitantes de las ciudades industriales.

Cuando se presenta una inversión de temperatura que frena los movimientos verticales, el humo permanece confinado en las capas inferiores de la atmósfera.

Si la humedad es elevada y el viento débil, puede producirse niebla y su combinación con el humo puede reducir extraordinariamente la visibilidad. Se da el nombre de smog (combinación 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. 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.

### **10.11 REDUCCIÓN DE LA VISIBILIDAD POR POLVO O ARENA**

El viento puede levantar del suelo polvo o arena que pueden ser arrastrados hacia zonas altas. 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. La 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 se elevan raramente por encima de 20 ó 30 metros, y no son arrastrados muy lejos de su lugar de origen.

La tempestad de polvo está formada por minúsculas partículas de polvo fino que ocasionalmente, pueden ser transportadas a muchos kilómetros por encima de la superficie terrestre. Se necesitan presentar varias 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 velocidad 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 les observa cuando, siendo débil o nula la nubosidad, el suelo está sobre calentado por el sol y en sus proximidades se establece un gradiente vertical muy elevado de temperatura.

En determinadas situaciones, el polvo es elevado en presencia de Cumulus muy desarrollados o de cumulonimbus. El gradiente vertical de temperatura es evidentemente muy elevado y el polvo puede ser arrastrado hasta el nivel de las nubes. Más tarde la lluvia puede precipitar el polvo contenido en el aire.

El tipo más corriente 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, incluso, excepcionalmente, a algunos metros. Pueden persistir durante la noche, pero entonces son generalmente menos activos en razón de la disminución del gradiente vertical de temperatura.

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.

## 10.12 EFECTOS DE PARTÍCULAS SALINAS

Los rociones se evaporan cuando son arrastrados en la atmósfera, y las gotitas que se evaporan deja como residuo una partícula de sal que posteriormete puede servir de núcleos 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 niebla resultante de la acción de la sal marina tiene un aspecto blanquecino.

## AUTOEVALUACIÓN

1. ¿Qué significa la expresión: visibilidad meteorológica?. Enumere las principales causas de la reducción de la visibilidad meteorológica.
2. Defina la visibilidad diurna. ¿Cuál es la diferencia entre la visibilidad nocturna y la visibilidad diurna?, ¿cuáles son los objetos que más interesan para la determinación de la visibilidad nocturna?
3. Redacte breves notas sobre:
  - a) Instrumentos de medida de la visibilidad
  - b) Visibilidad desde un avión
  - c) Humos árticos sobre el mar
4. Explicar la formación de las siguientes nieblas:
  - a) De radiación
  - b) De advección

¿Que significa la expresión niebla de advección y de radiación?
5. Establecer la diferencia entre nieblas de masas de aire y nieblas frontales. Expónganse brevemente los dos procesos de formación de nieblas frontales.
6. Explique cómo se reduce la visibilidad por:
  - a) El humo
  - b) El polvo
  - c) Las partículas salinas

## CAPÍTULO XI

### MASAS DE AIRE Y FRENTE

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos de las masas de aire y frentes, para explicar su definición, zonas generadoras, época en que invaden a nuestras regiones, su clasificación y efectos en nuestras actividades cotidianas.

#### INTRODUCCIÓN

Cuando el aire se estaciona 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 a su contacto y el calor se transfiere hacia arriba a través de una capa de varios kilómetros de espesor. Del mismo modo, el aire que se estaciona 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 que depende de diversos factores, de los cuales el más importante es la duración del contacto.

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 permanecido cierto tiempo en distinta región.

#### 11.1 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.

## 11.2 REGIONES GENERADORAS DE MASAS DE AIRE

Para que una masa de aire tome propiedades uniformes es necesario que se estacione, más o menos, durante cierto número de días sobre una gran región donde la superficie subyacente tenga también características bastantes uniformes. Esta región se llama región generadora de masas de aire.

Este aire estacionario se encuentra, la mayoría de las veces, en los grandes anticiclones fijos o lentamente móviles donde, en la proximidad de su centro, el gradiente de presión es débil y el viento flojo o nulo en una gran extensión. Estas condiciones se encuentran en la proximidad del cinturón de altas presiones subtropicales o de los anticiclones polares.

El aire también puede permanecer estacionario durante largo tiempo sobre otras regiones. A menudo, se observan grandes anticiclones en invierno sobre los continentes.

## 11.3 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 da una vuelta a 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 cálido 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 subtropicales.

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 comunican propiedades diferentes 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, pero es imposible conservar largo tiempo esta designación cuando se estudia una parte importante del globo. 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:

- Aire ecuatorial
- Aire tropical
- Aire polar
- 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 cálidas del globo. Por el contrario, el aire ártico o antártico 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.

## 11.4 SIMBOLOGÍA 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 cálidas o frías, respectivamente. Las masas de aire marítimo (m) están consideradas como húmedas y las masas de aire continentales (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	-	mT
Tropical continental	-	CT
Polar marítimo	-	mP
Polar continental	-	CP

Sin embargo, las masas de aire, cuando dejan su región de origen, sufren modificaciones. El aire frío que pasa sobre una superficie cálida se calienta por la base. Inversamente, el aire cálido pierde calor cuando se desplaza sobre una superficie más fría.

Estas modificaciones de temperatura actúan sobre el gradiente 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 cálidas 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 se utilizan los siguientes símbolos:

- a) Aire más frío que la superficie sobre la cual se desplaza (K);
- b) Aire más cálido que la superficie sobre la cual se desplaza (W).

Estos símbolos pueden combinarse con los que indican la región generadora de la siguiente forma:

mTk	mTw
CTk	CTw
mPk	mPw
cPk	cPw

Por ejemplo: mPk 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 (mP) puede desplazarse hacia el polo sobre una superficie más fría. Entonces, si es más cálido que la superficie, se designará por el símbolo mPw.

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 cálido que la superficie subyacente, aún más frío que él.

Véanse ahora algunas de las modificaciones que sufren las masas de aire cuando dejan su región de origen.

## 11.5 EVOLUCIÓN DE LAS MASAS DE AIRE

Cuando una masa de aire se desplaza sobre una superficie más cálida 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 establecen uniformemente en la baja troposfera un fuerte gradiente de temperatura.

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.

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 extienda la inestabilidad a altitudes mayores.

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, la pérdida de calor en las capas bajas la vuelve más estable, lo que 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 experimenta, en su conjunto, ninguna modificación, salvo por el enfriamiento lento causado por la radiación hacia el espacio. Eventualmente, el aire cerca de la superficie puede enfriarse por debajo de su punto de rocío y existe la posibilidad de formación de nieblas o de Estratus; 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 estacionario debe experimentar lentas modificaciones antes de que pueda designársele como aire tropical.

## 11.6 GENERALIDADES SOBRE 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 corrientemente 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 pueden 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.

## 11.7 CLASIFICACIÓN DE LOS FRENTES

Las depresiones de origen frontal, caso particular, comprenden las que se forman a lo largo del frente polar que separa las masas de aire polares y tropicales. 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 del globo. En algunos puntos del frente polar, el aire frío, más denso, avanza hacia el ecuador en forma de cuña bajo el aire cálido que es obligado a elevarse. La parte del frente polar donde esto se produce es un frente frío y en ella el aire polar frío reemplaza al aire cálido tropical.

También existen partes del frente donde el aire cálido, 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 cálido y en ella el aire cálido tropical reemplaza al aire polar frío.

En general, la pendiente del frente frío es más abrupta que la del frente cálido. Por término medio, un frente frío se eleva 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 107 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 no son más que medias y puede suceder que la pendiente de un frente frío sea inferior a la de un frente caliente.



Figura 107 a) Frente frío b) Frente caliente

## 11.8 FENÓMENOS ASOCIADOS CON LOS MODELOS TEÓRICOS DE FRENTE

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.

## 11.9 MODELO TEÓRICO DEL FRENTE CALIENTE

Cuando el aire caliente es húmedo, la llegada de un frente caliente se anuncia por la aparición de Cirrus, después Cirrostratus que forman un velo de espesor creciente. Si el aire cálido es inestable y turbulento se pueden observar Cirrocumulus (cielo aborregado).

A medida que el frente se acerca, el aire cálido está cada vez más bajo y las nubes pertenecen al piso medio tales como Altostratus o Altocumulus.

La lluvia o la nieve comienzan cuando los Altostratus se espesan. 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 al frente caliente dependen estrechamente de las características que posee el aire cálido antes de elevarse. Además, debido a la débil velocidad de ascendencia 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 cálido, que, por lo tanto, tiene que ser inestable, figura 108.

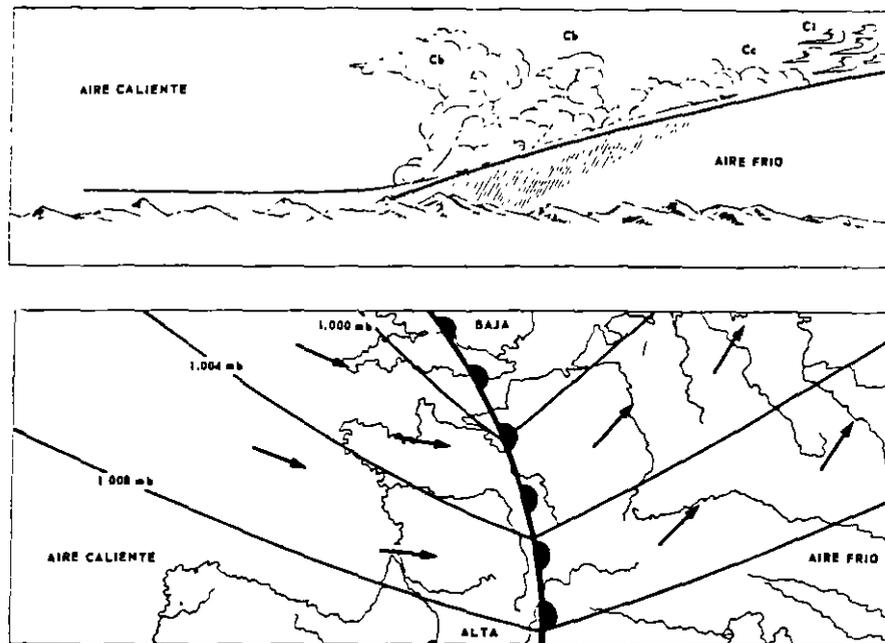


Figura 108 Frente caliente

### 11.10 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 reemplaza al aire cálido y húmedo. El frente puede ir acompañado de Cumulonimbus, vientos turbulentos y ráfagas, fuertes lluvias y algunas veces tormentas. Cuando el frente frío actúa sobre el aire húmedo inestable se puede observar una línea de turbonada acompañada de tormentas y un brusco giro del viento.

Debido a que el frente frío es abrupto provoca en una distancia muy corta un levantamiento del mismo orden que el producido en una zona mucho más extensa en la parte de 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, figura 109.

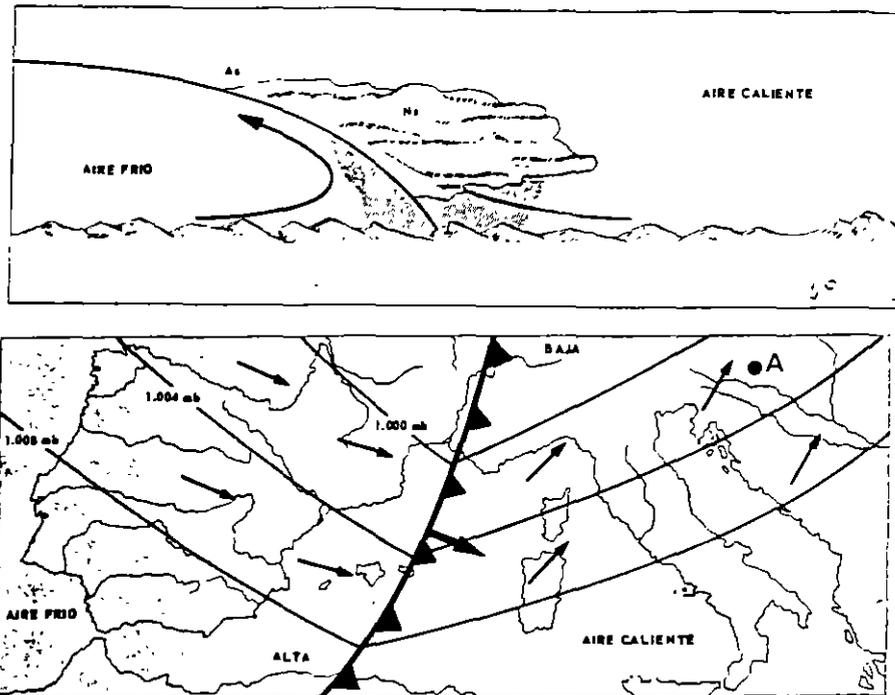


Figura 109 Frente frío

### 11.11 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 constituyendo las perturbaciones del frente polar.

También se emplea la expresión "ciclones extratropicales" pues las perturbaciones del frente polar van acompañadas de depresiones móviles que es necesario distinguir de los ciclones tropicales cuyo mecanismo es muy diferente.

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.

### 11.12 PERTURBACIONES

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 país una red densa de estaciones de observación para intentar compensar esta falta. Reunieron 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 de las perturbaciones 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.

En ocasiones 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. También se les llama perturbaciones. La amplitud de las ondulaciones inestables aumenta hasta que parecen romperse como las olas del océano. La figura 110 representa esta evolución en el hemisferio norte. La misma evolución, para una perturbación del hemisferio sur, está esquematizado en la figura 111.

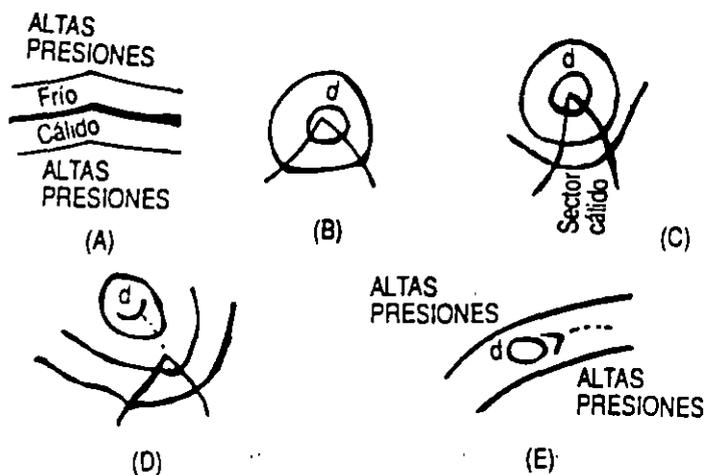


Figura 110 Formación y evolución de una perturbación en el hemisferio norte

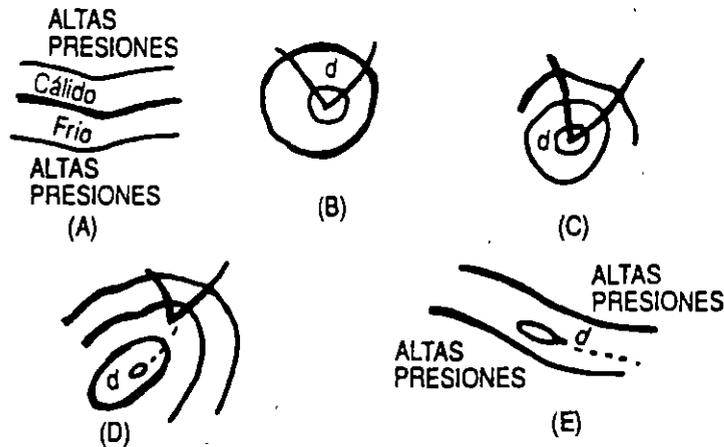


Figura 111 Formación y evolución de una perturbación en el hemisferio sur

El esquema a) representa el frente que separa el aire cálido tropical del aire polar frío. Mientras que la perturbación se desarrolla se forma una depresión de valor creciente alrededor de ella, como lo muestran los esquemas b) y c).

### 11.13 FENÓMENOS ASOCIADOS A LAS PERTURBACIONES

Cuando una perturbación que haya alcanzado el estado c) de su desarrollo se dice que ha alcanzado su madurez pasa sobre una estación: primeramente el frente caliente, después el frente frío separados por el sector cálido.

Cuando se acerca el frente cálido, 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 crece lentamente hasta que el frente en superficie alcance la estación.

Entonces, se produce una elevación brusca de la temperatura, cuya importancia depende del contrasta entre las dos masas de aire separadas por el frente. Al paso del frente, la nubosidad decrece o el cielo se aclara enteramente. Esta parte de la perturbación se llama sector cálido.

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 vertical de temperatura. Sin embargo, la temperatura permanece relativamente alta. Primeramente, 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 cálido refresca y si el aire es húmedo e inestable se ven aparecer nubes cumuliformes. Estas nubes descienden cuando el frente se acerca y se forman Cumulonimbus con precipitaciones en aumento. Al paso mismo del frente se producen 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 tormentas 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 vertical de temperatura de las masas consideradas.

#### 11.14 FRENTE OCLUIDOS

Los esquemas d) de las figuras 110 y 111 muestran lo que se origina cuando el frente frío se desplaza más rápidamente que el frente cálido y lo alcanza. El sector cálido 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 cálido, 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 cálido. Cuando el aire frío situado detrás del frente frío es el más frío de las dos masas de aire se desliza bajo el frente cálido y se forma una oclusión con carácter de frente frío. La figura 112 a) representa este tipo de oclusión.

La figura 112 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 y el aire que sigue al frente frío se eleva sobre ella.

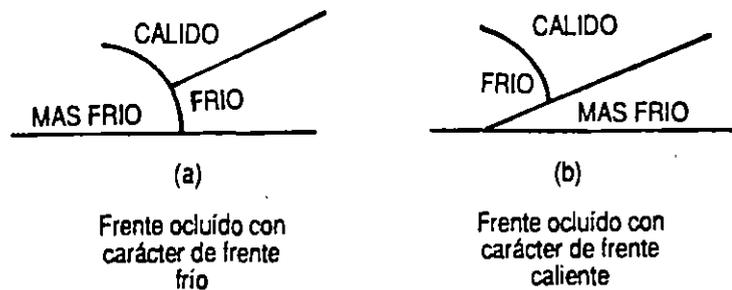


Figura 112 Frentes ocluidos

### 11.15 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 cálido, 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 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 cálido se eleva cada vez más. Entonces, la depresión se encuentra enteramente rodeada de aire 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 rellena progresivamente y desaparece.

En este capítulo se ha estudiado un modelo esquemático de perturbación 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.

### **11.16 FASES DEL TIEMPO METEOROLÓGICO AL PASO DE FRENTE FRÍOS Y FRENTE CALIENTES**

Con el objeto de hacer un repaso y fijar las ideas sobre los frentes, estudiaremos resumidamente los cambios que registran las variables meteorológicas a medida que un frente frío se va acercando a un lugar determinado.

Los cambios que experimentarán las variables meteorológicas del lugar son las que se registran en el cuadro 15 Y 16 para frente frío y Frente caliente, respectivamente.

### **11.17 DESPLAZAMIENTO DE LOS CICLONES EXTRATROPICALES**

Los ciclones extratropicales tienden a moverse por regla general hacia el Este, aunque algunas veces se mueven hacia el sureste y noreste. Los movimientos hacia el oeste son muy raros y si tienen este movimiento es por corto tiempo. Generalmente las depresiones se mueven paralelas a las isobaras del sector caliente y su velocidad de traslación es aproximadamente igual a la intensidad del viento geostrofico en el sector caliente.

Cuando los ciclones extratropicales entran en oclusión, su velocidad de traslación disminuye o acaba siendo estacionaria.

La figura 113, muestra la estructura de un ciclón extratropical en planta y tres secciones verticales.

CUADRO 16

## SECUENCIA DEL TIEMPO AL APROXIMARSE UN FRENTE FRÍO

ELEMENTO	ANTES DEL FRENTE	PASANDO EL FRENTE	DESPUÉS DEL FRENTE
Temperatura	Descenso gradual	Descenso brusco	Se mantiene, variando con los chubascos
Presión	Baja	Elevación brusca	Elevación lenta
Viento	Aumentando en intensidad. Supongamos un viento del SW.	Cambio brusco de dirección, pasando a ser del norte o noroeste.	Cambio lento de dirección, pasando a ser del norte y noroeste.
Humedad	Puede aumentar si hay precipitaciones pre-frontales. En general la humedad es baja.	Alta durante las precipitaciones.	Disminución rápida si cesa la precipitación, siendo variable con chubascos.
Nubosidad	Sc, Ac, As.	Cb	Cu aislados
Precipitación	Lluvia ligera	Chubascos con tormentas	Chubascos aislados
Visibilidad	Regular o mala	Mejora rápidamente excepto en chubascos	Muy buena

CUADRO 17

## SECUENCIA DEL TIEMPO AL APROXIMARSE UN FRENTE CALIENTE

ELEMENTO	ANTES DEL FRENTE	PASANDO EL FRENTE	DESPUÉS DEL FRENTE
Temperatura	Se mantiene constante o sube ligeramente	Sube	Poco cambio
Presión	Descenso	Cesa de descender	Poco cambio o desciende ligeramente
Viento	Aumentando en intensidad. Supongamos un viento del S o SW.	Cambio brusco de dirección. Pasa a ser del SW.	Dirección estable del SW o W.
Humedad	Aumenta en las precipitaciones.	Alta	Alta
Nubosidad	Ci, Cs, As	Ns	St o Sc muy aislados
Precipitación	Lluvias continuas	Poco o nula	Nula
Visibilidad	Buena o regular, excepto con precipitaciones.	Muy mala, con fenómenos de obstrucción a la visión.	Regular y mejorando

CUADRO 18

## CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS EN UN CICLÓN EXTRATROPICAL

VARIABLES METEOROLÓGICAS	FRENTE CALIENTE		SECTOR CALIENTE	FRENTE FRÍO	
	APROXIMÁNDOSE	PASANDO		PASANDO	DETRÁS
Presión	Bajada gradual	Estable	Cambios muy ligeros	Rápida elevación	Sube uniformemente
Viento	Gira del sur al SW y aumenta	Gira con posible aumento de velocidad	Estable en dirección e intensidad	De repente gira al SW-W-NW con chubascos	Tiende a disminuir la velocidad sin cambiar la dirección
Temperatura	Aumentando lentamente	Ligero aumento	Ligeros cambios, manteniéndose las temperaturas altas	Caída rápida	Pocos cambios, pero con tendencia a caer
Cielo	Cubierto con Ci, Cs, As, Ns	Ns y Fracto Stratos	Nublado con St cambiando a Sc	Cb	Cb, Ac, y Cu cielo azul
Precipitación	Continua, desde llovizna a lluvia fuerte o nevada	Cesa la lluvia, pero puede registrarse llovizna ligera	Lluvias ligeras intermitentes con posibles nieblas	Chubascos, tormentas y posible granizo	Se registra fuerte lluvia que cambia más tarde a fuertes chubascos
Visibilidad	Empeorando	Mala	Mala	Gran mejoría	Excelente, excepto en chubascos
Humedad	Aumentado	Rápido aumento	Muy alta	Caída rápida	Principalmente baja, pero variable con lluvia
Aire sup.	Estable	Muy estable	Estable	Muy inestable	Inestable

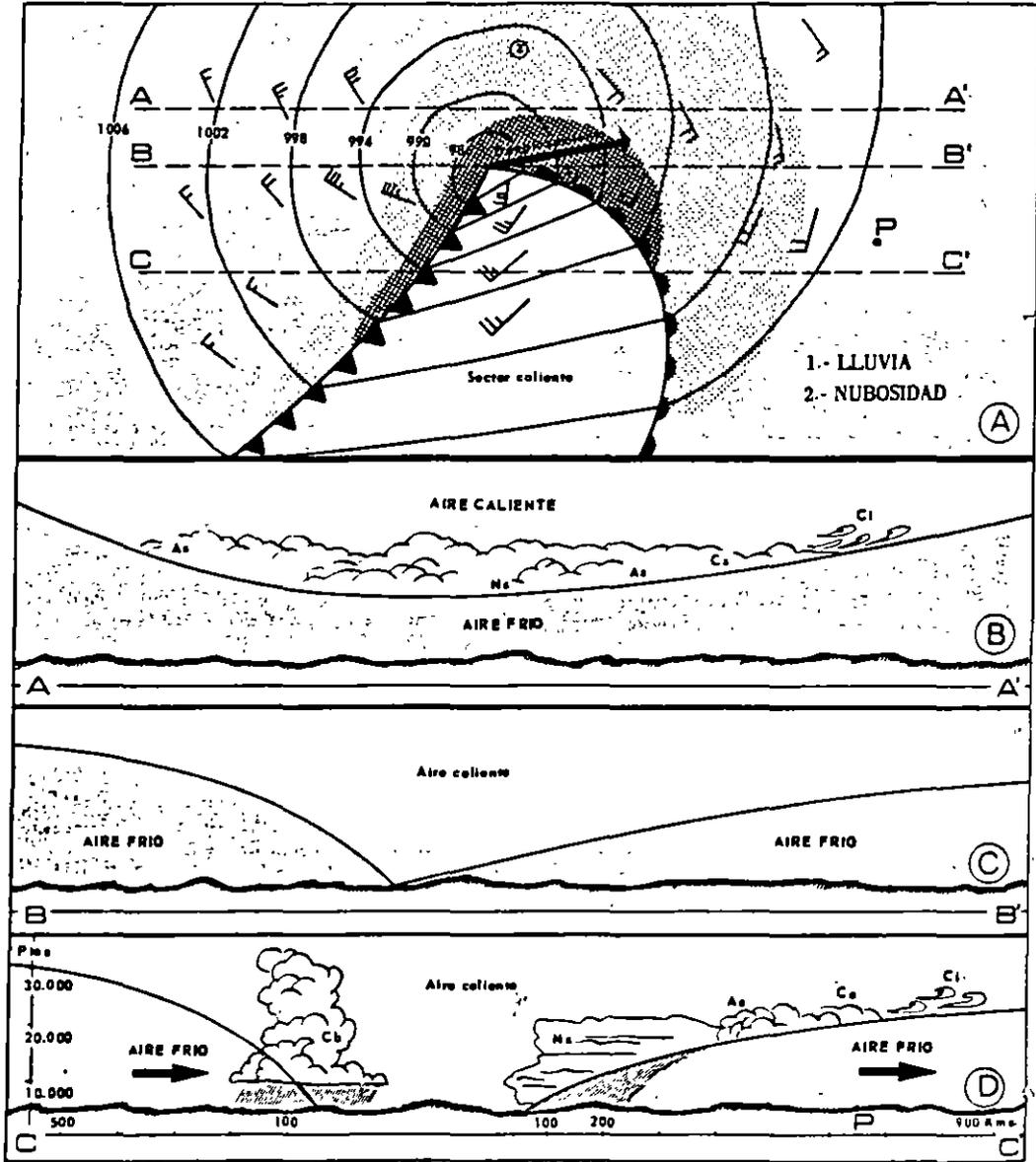


Figura 113 Estructura de un ciclón extratropical

## AUTOEVALUACIÓN

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. Explicar la diferencia que existe entre:
  - a) Las masas de aire marítimas y las continentales
  - b) Las masas de aire polares y las tropicales
3. Redacte una breve nota sobre las modificaciones sufridas por las masas de aire.
4. ¿Cuál es el significado de la expresión zona frontal?
5. Describa las características:
  - a) De un frente caliente teórico
  - b) De un frente frío teórico
6. Redacte breves notas sobre:
  - a) Las perturbaciones y los ciclones extratropicales.
  - b) El sector cálido.
  - c) Los frentes ocluidos.

## CAPÍTULO XII

### FENÓMENOS LOCALES VIOLENTOS

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos para comprender los procesos de formación de fenómenos locales violentos.

#### INTRODUCCIÓN

Algunos fenómenos meteorológicos en ocasiones son demasiado pequeños como para reconocerse en los mapas sinópticos comunes, aunque sus efectos locales sean muy importantes. Un ejemplo de estos fenómenos son los vientos locales entran en esta categoría. Pero también están incluidos en la misma fenómenos más violentos tales como las tormentas 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 asociadas.

#### 12.1 ESCALA METEOROLÓGICA

Los fenómenos meteorológicos son muy variables y de diferentes magnitudes; se presentan desde los pequeños torbellinos hasta los fenómenos de escala hemisférica o global, pasando por las tormentas y las depresiones.

La micrometeorología se ocupa de los procesos meteorológicos de pequeña escala; el prefijo griego micro significa pequeño; por lo que la micrometeorología se ocupa de fenómenos como la turbulencia o la evaporación, que se producen en las capas vecinas al suelo.

Otros fenómenos como la brisa de mar o las tormentas son analizados por la mesometeorología. El prefijo griego meso significa media. La mesometeorología se ocupa de los procesos de dimensiones medias, a los que algunas veces se les define como los aspectos a escala media (mesoescala) de la circulación general.

La meteorología sinóptica analiza estas depresiones y los anticiclones que aparecen en los mapas sinópticos del tiempo, y que pertenecen a la escala sinóptica.

La macrometeorología estudia los fenómenos de mayor extensión y de escala muy grande, como la configuración de la circulación general. Su nombre está compuesto por el prefijo griego macro, que significa grande.

## 12.2 TORMENTAS

Los electrometeoros son manifestaciones visibles o audibles de la electricidad atmosférica. Las tormentas son electrometeoros. De acuerdo con el Atlas Internacional de Nubes, se define como una o varias descargas bruscas de 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 más pequeña que la de la luz, el trueno puede oírse 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 puesta en acción en el transcurso de una tormenta. 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.

Las tormentas se producen en las nubes convectivas y habitualmente van acompañadas de precipitaciones que llegan al suelo en forma de chubascos de lluvia, nieve granulada, hielo granulado o granizo. Generalmente, el granizo y los relámpagos van juntos pero a menudo el granizo funde antes de alcanzar el suelo.

El relámpago es una chispa eléctrica de 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 se producen por la separación de las cargas eléctricas positivas y negativas, pero aún se ignora mucho sobre los

mecanismos que provocan esta separación.

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 rozamientos 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 medidas realizadas por globos sonda o por otros medios, resulta que la repartición de las cargas en una tormentosa se caracteriza principalmente por:

- Una zona cargada positivamente en la cima de la nube.
- 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 eléctrica (relámpago).

### 12.3 FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS CÉLULAS TORMENTOSAS

En ocasiones es posible distinguir las torres que sobresalen de la parte en crecimiento de una nube convectiva. Otras veces se pueden observar masas o líneas de tormentas unidas entre sí y que se extienden sobre distancias horizontales que sobrepasan los 50 km. Algunas veces es posible asociar una tormenta con una cierta unidad de circulación convectiva que se llama célula. El diámetro de una célula tormentosa es del orden de 10 km y una célula aislada puede formarse a partir de varios Cumulus en desarrollo. En otros casos, aparecen activas torres que sobrepasan una extensa masa nubosa.

Las células adyacentes tienen tendencia a reunirse; 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 células tormentosas.

De acuerdo a la velocidad y al sentido de las corrientes verticales se pueden distinguir tres períodos en la vida de una célula tormentosa:

- La fase de crecimiento
- El período de madurez
- La fase de disipación

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 ascendencias ya que en esta etapa no llega al suelo; la figura 114 representa el estado de la célula en esta fase.

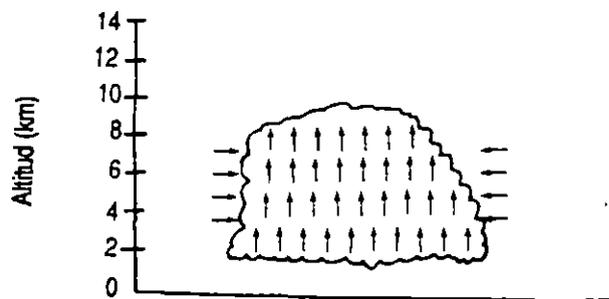


Figura 114 Célula tormentosa en fase de crecimiento

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 elevadas 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 rápido y en la parte inferior de la nube es más pronunciado. 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 115 representa una célula tormentosa en estado de madurez.

En este estado, una célula tormentosa va acompañada de fenómenos violentos en las proximidades de la superficie terrestre, en particular fuertes corrientes descendentes de aire frío, ráfagas, lluvias torrenciales y a menudo granizo.

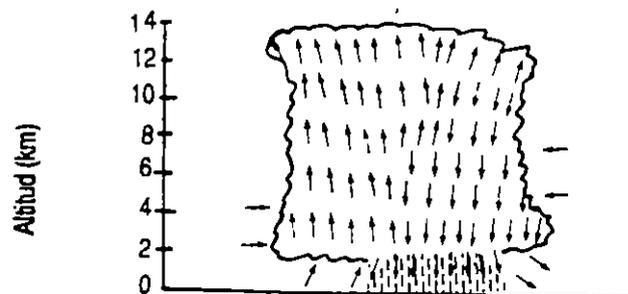


Figura 115 Célula tormentosa en madurez

En la fase final, la corriente ascendente desaparece completamente. La corriente descendente abarca la totalidad de la célula 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 116 está representado este proceso.

Mientras la lluvia y la corriente descendente persistan, la totalidad de la célula tormentosa es más fría que el aire que la rodea. Cuando cesan, la temperatura en el interior de la célula 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 superficie, ha desaparecido toda traza de tormenta y de ráfagas.

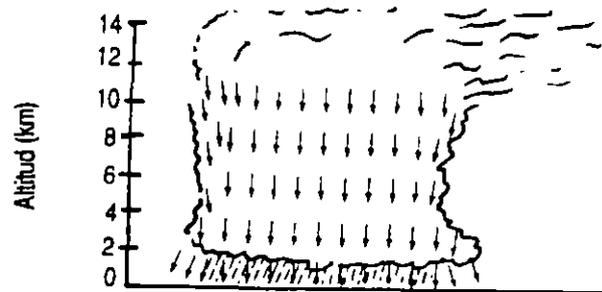


Figura 116 Célula tormentosa en fase final

## 12.4 TIPOS DE TORMENTA

Las tormentas pueden producirse en diversas situaciones sinópticas. Las condiciones iniciales favorables para su formación son:

- Presencia de aire húmedo en un gran espesor de la atmósfera.
- Una atmósfera inestable para que el aire saturado se extienda hasta grandes altitudes.
- Un potente mecanismo que fuerce el aire a elevarse a grandes alturas.

Las tormentas pueden formarse en el interior de una masa de aire. A éstas se les conoce con el nombre de tormentas de masa de aire. El mecanismo que provoca el movimiento ascendente puede ser: la ascendencia orográfica, la convección o los movimientos ascendentes extendidos.

También se pueden producir tormentas como resultan de la interacción de dos masas de aire: son las tormentas frontales. En este caso, la ascendencia puede originarse por la llegada de aire frío que se desliza bajo una masa de aire cálido y húmedo, o por el paso de este aire cálido y húmedo por encima del aire frío.

Algunas veces, la ascendencia del aire húmedo inestable puede producirse por la combinación de varios procesos. La ascendencia por sí misma tiende igualmente a reforzar el gradiente vertical de temperatura y, por lo tanto, favorece el desarrollo de las tormentas.

## 12.5 DETECCIÓN DE TORMENTAS

Las tormentas son fenómenos de escala media y, a menudo, es difícil detectarlas en los mapas sinópticos normales 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, por un análisis más detallado, detectar tormentas locales.

En los últimos años, se utilizan cada vez más equipos electrónicos para localizar las tormentas. Uno de los métodos empleados consiste en determinar la posición de las descargas eléctricas de las tormentas. 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, unidas 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 situadas a dos o tres mil kilómetros sobre los océanos o regiones deshabitadas.

También pueden detectarse tormentas 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 tienen dimensiones superiores a cierto límite, parte de la energía puede ser devuelta en dirección al emisor y recibida por una antena receptora. 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 tienen forma y evolución características.

## 12.6 TORNADOS

Los tornados son las perturbaciones atmosféricas más violentas, y, sin embargo, son demasiado pequeños para poderlos 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 por hora. Se desplazan a 50 km 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 vertical de temperatura muy elevado. También están estrechamente asociados con intensa actividad tormentosa. Su nombre deriva de la palabra española "tronada" que significa tormenta.

El tornado se presenta al principio como una nube en forma de columna que se desarrolla a partir de la base de un Cumulonimbus. Cuando el extremo de la columna alcanza el suelo produce daños considerables, destruyendo edificios y aspirando residuos y polvo. Los automóviles y los animales 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 hpa 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.

Se observan, por término medio, cerca de 200 tornados por año en los Estados Unidos de América. El valle de Misisipí es la región del mundo donde son más frecuentes. Sin embargo, los tornados pueden producirse en todas las regiones de la tierra sobre los continentes y originan daños considerables cuando se producen en regiones habitadas.

## 12.7 TROMBAS

Las trombas se producen sobre el mar y causan importantes daños a los navíos que se encuentran en su camino. Existen dos tipos; el primero se forma a partir de la base de un Cumulonimbus (es un tornado producido sobre el agua); el otro tipo se forma a partir de la superficie del agua y se desarrolla hacia arriba, 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 hemos 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 de esta escala no se pueden descubrir fácilmente en los mapas sinópticos utilizados habitualmente en los centros meteorológicos. No obstante, estos mapas son muy útiles para determinar la presencia de fenómenos de escala sinóptica, como son las depresiones y los anticiclones. Estos fenómenos, a gran escala, se estudiarán en los próximos capítulos.

## AUTOEVALUACIÓN

1. Explique el proceso físico de las tormentas, en lo referente a:
  - a) La fuente de energía
  - b) La separación de las cargas eléctricas
  
2. Exponer brevemente la formación y la evolución de las células tormentosas, distinguiendo:
  - a) La fase de crecimiento
  - b) La fase de madurez
  - c) La fase final

Hacer un diagrama que represente las características de la tormenta en la etapa de madurez.
  
3. Redactar breves notas sobre:
  - a) La mesometeorología
  - b) Los instrumentos de detección atmosférica
  - c) Las trombas
  
4. ¿Cuáles son las condiciones iniciales necesarias para la formación de una tormenta? Describir la diferencia entre tormentas de masas de aire y tormentas frontales.
  
5. Describa las características de un tornados. Explique las causas del efecto explosivo.

# CAPÍTULO XIII

## METEOROLOGÍA TROPICAL

### **OBJETIVO**

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos para comprender los procesos de formación de los ciclones tropicales y sus efectos.

### **INTRODUCCIÓN**

Geográficamente, la región tropical está situada entre el trópico de cáncer ( $23^{\circ}27'N$ ) y el trópico de capricornio ( $23^{\circ}27'S$ ), sin embargo, para efectos de estudio no son inflexibles estos límites, en virtud de que el tiempo meteorológico de las bajas latitudes no se puede estudiar aisladamente, ya que existe una interacción entre las partes de la atmósfera de diferentes latitudes y frecuentemente resulta ventajoso considerar a la atmósfera como un todo.

En las áreas tropicales, principalmente en la región que comprende al hemisferio norte, bajo condiciones favorables se desarrollan importantes sistemas atmosféricos, que se asocian a vientos muy fuertes y condiciones de mal tiempo. Estos sistemas en su estado maduro llegan a alcanzar intensidades de vientos hasta de 150 nudos o más cerca del centro. Algunos sistemas presentan circulación ciclónica y se desplazan de este a oeste. A estos fenómenos se les conoce como perturbaciones tropicales, presentándose por lo general entre los meses de junio a noviembre; éstos fenómenos atmosféricos representan el objeto de estudio de la meteorología tropical.

#### **13.1 ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL**

Cuando los alisios de los dos hemisferios se encuentran en una estrecha zona, se produce convergencia a gran escala. En general los alisios están separados por zonas de calmas ecuatoriales, pero en ciertas regiones los alisios de noreste y del sureste circulan próximos unos a otros, dando lugar a la formación de la Zona de Convergencia Intertropical, la cual se caracteriza por que origina mal tiempo en una gran superficie, figura 117.

Como se muestra en las imágenes de satélite (Figura 118), la zona de convergencia

intertropical (ZCI), no tiene una estructura continua, como se explica en algunos libros de texto, ni es uniformemente lluviosa. La ZCI se caracteriza por que presenta grandes áreas de nubes cumulonimbus con actividad máxima, sus precipitaciones son fuertes en forma de chubascos y tormentas; además las nubes y lluvias se asocian con perturbaciones no mayores de 2000 kms de diámetro, varía su posición y su intensidad a lo largo del año por efecto de la declinación solar.

La ZCI esta formada por nubes de gran desarrollo vertical (hasta 16 Kms o más de dimensión vertical) separadas ampliamente como se muestra en la Figura 119. Algunas veces no existe actividad de cumulonimbus, sin embargo, los patrones de viento y humedad son relevantes.

La actividad de los cumulonimbus tiende a ser más intensa sobre Indonesia, Africa Central y América Central. Finalmente, sobre el Africa Oriental y la parte este del Atlántico y el océano pacífico.

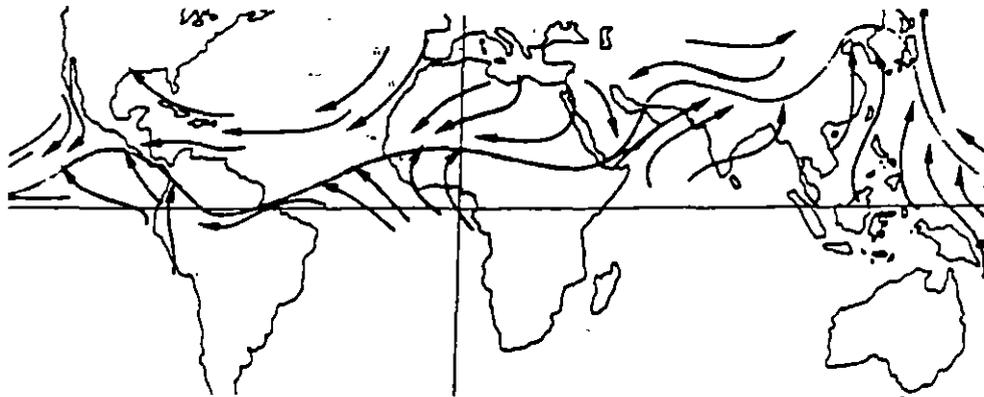


Figura 117 Zona de Convergencia Intertropical



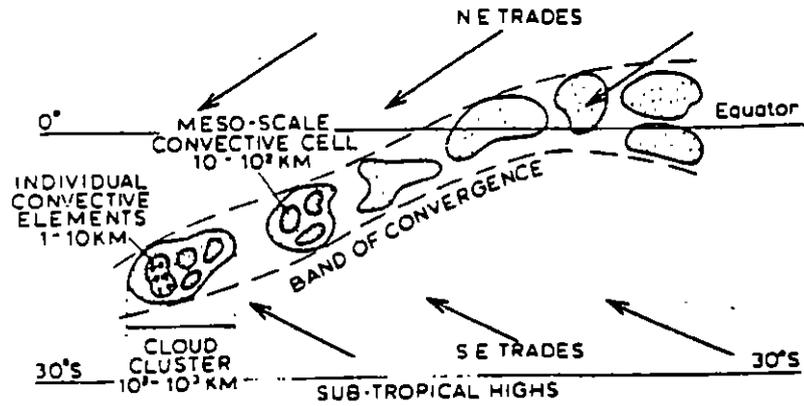
Figura 118 Representación de la ZCI en una imagen de satélite

### 13.2 ONDAS DEL ESTE

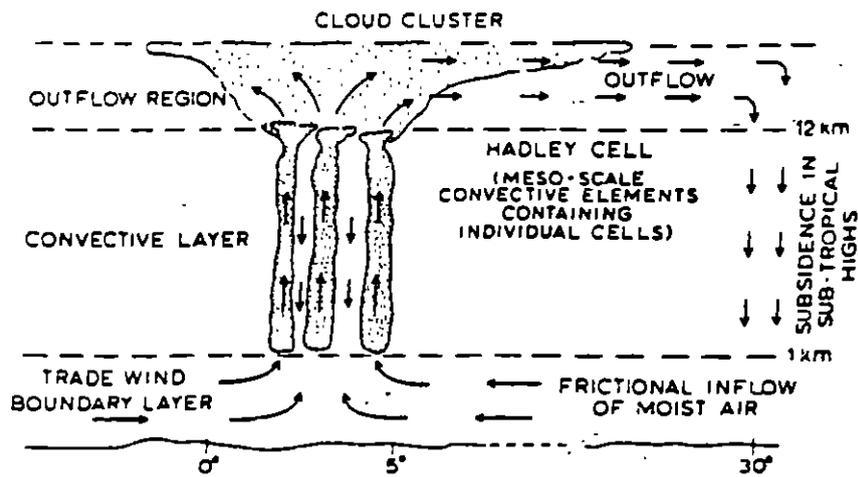
Las perturbaciones en la zona ecuatorial son evidentes áreas de lluvias intensas con vientos arrachados o bien de ligeros a moderados. Algunas de estas pequeñas perturbaciones se desarrollan convirtiéndose en vaguadas bien definidas conocidas como ondas del este.

Una onda presenta una longitud entre 2000 a 4000 kms, con un ciclo de vida que incluye crecimiento, madurez y disipación; el cual tiene una duración de una a dos semanas, viajan hacia el oeste de 6 a 7 grados de longitud en un día. Detrás de la línea de vaguada de una onda del este, existe una zona convergente de nivel bajo, y delante de la línea, una zona divergente. Por lo tanto la actividad de los cumulonimbus tiende a ocurrir detrás de la línea de vaguada, mientras que delante el tiempo es generalmente más benigno con nubes cumulos de poco desarrollo vertical, Figura 119.

Una onda del este es conocida así porque se mueve de este a oeste y porque posee una distorsión ondulatoria en su campo de viento. Si se establece una circulación ciclónica, ésta se localiza hasta el nivel de los 700 Hpas.



(above) spatial distribution and vertical



(below) of mesoscale elements

Figura 119 Estructura de la ZCI

### 13.2.1 **NORMAS PARA LOCALIZAR UNA ONDA TROPICAL EN FUNCIÓN DE SU ESTRUCTURA**

- Análisis. Fig. 120

Análizar las líneas de corriente de 700 Hpas.

- Viento. Fig. 121

Su centro de circulación y su máxima vorticidad se define en el nivel de 700 Hpas.

Existencia de confluencia (oestes transecuatoriales con los alisios del hemisferio norte).

Presencia de anomalía ciclónica en superficie y centro de circulación superpuestos.

Patrón ondulatorio de isobaras abiertas en 700 Hpas (nivel de máxima intensidad).

Difluencia en 200 Hpas.

- Componente meridional y zonal. Fig. 112

Anomalías máximas en 700 Hpas.

Perturbaciones fuera de fase.

- Vorticidad y divergencia. Fig. 123

Máxima vorticidad ciclónica en 700 Hpas y anticiclónica en 200 Hpas, ambas sobre eje de vaguada.

Máxima convergencia en superficie y máxima divergencia en 250 Hpas.

Divergencia multinivel asociada con nubes multicapas.

- Velocidad vertical. Fig. 124

Ascenso máximo adelante del eje de la vaguada y descenso sobre el eje de la dorsal.

- Anomalía de temperatura. Fig 125

Enfriamiento por evaporación (800 -700 Hpas).

Liberación de calor latente (calentamiento entre 500 y 250 Hpas).

Enfriamiento adiabático en el tope de las nubes (Cb), entre los niveles de 200 y 150 Hpas.

- Humedad relativa. Fig. 126

Máximo sobre el eje de la vaguada, de superficie hasta 500 Hpas.

- Precipitación - Convección. Fig. 127

Ambas altamente correlacionadas sobre y ligeramente adelante del eje de vaguada en 700 Hpas.

### 13.2.2 **NORMAS PARA LOCALIZAR UNA ONDA TROPICAL EN FUNCIÓN DE LAS IMÁGENES DE SATÉLITE**

- Patrón nuboso. Fig 128

Visible.

Patrón en forma de "V" invertida, con dos zonas de deformación indicadas por "L" y "T". Fig. 128 b.

Líneas de corriente superpuestas (Troposfera Baja). Fig. 128 c.

Patrón ondulatorio abierto (vaguada invertida).

Flujo paralelo al patrón nuboso en "T".

Flujo perpendicular al patrón nuboso "L" (Difluencia) Fig. 128 c.

- Onda en los estes y vaguada en los oestes. Fig. 129
  - Circulación ciclónica segregada en altura
  - Vaguada inducida en superficie (vaguada invertida en el campo de presión y viento en superficie).
  
- Líneas de corriente y movimiento relativo. Fig. 130

Centro de circulación ciclónica = "X"

Líneas de corriente perpendiculares a los patrones organizados de nubosidad.

Las líneas de corriente del movimiento relativo muestran circulación ciclónica cerrada alrededor del centro de circulación de la onda (centro de máxima vorticidad en 700 Hpas).

La trayectoria de los elementos nubosos indican el movimiento relativo.

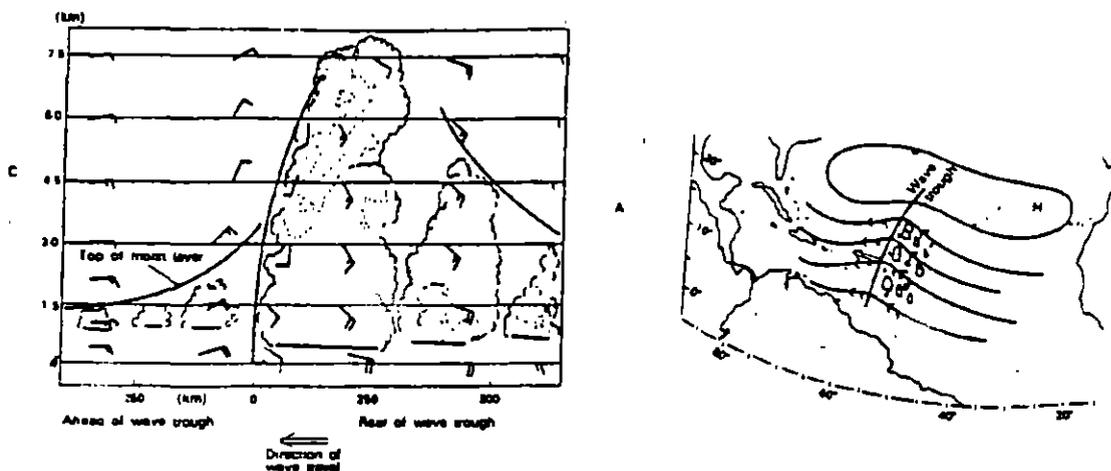


Figura 120 Estructuras de una onda del este

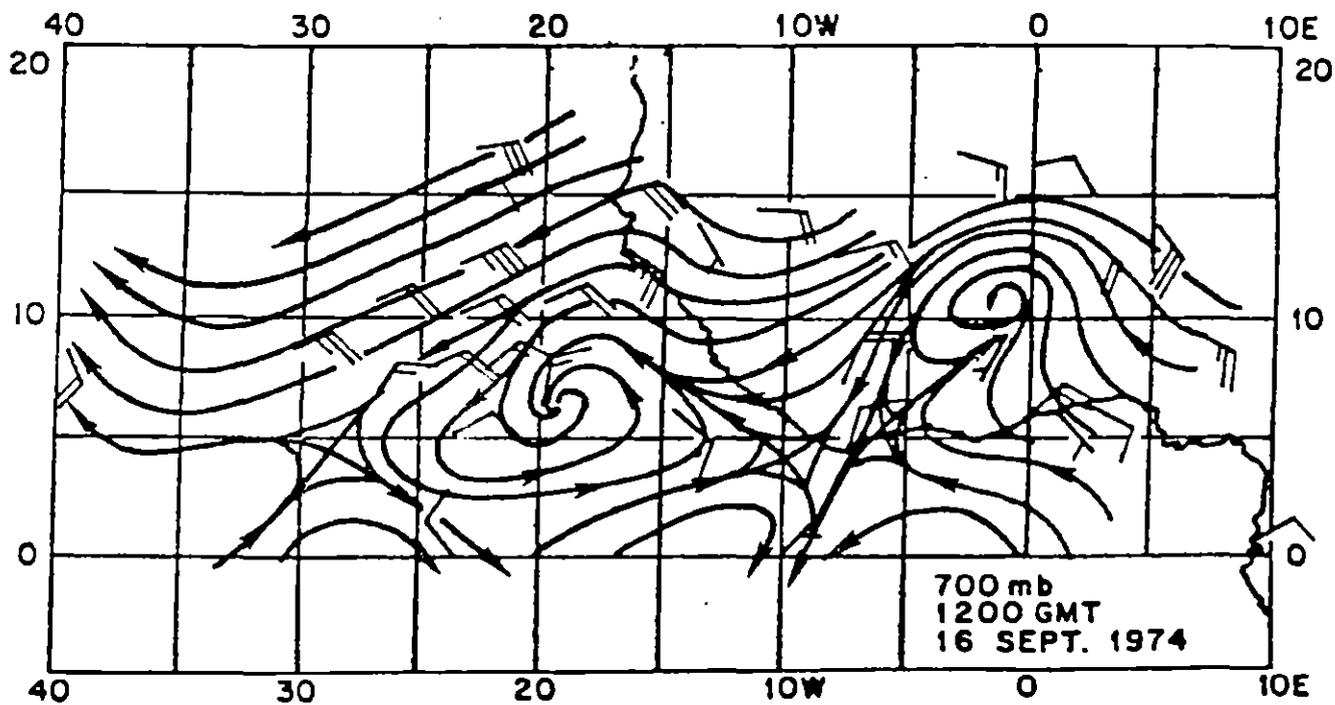


Fig. 121 Análisis de líneas de corriente en 700 hPas.

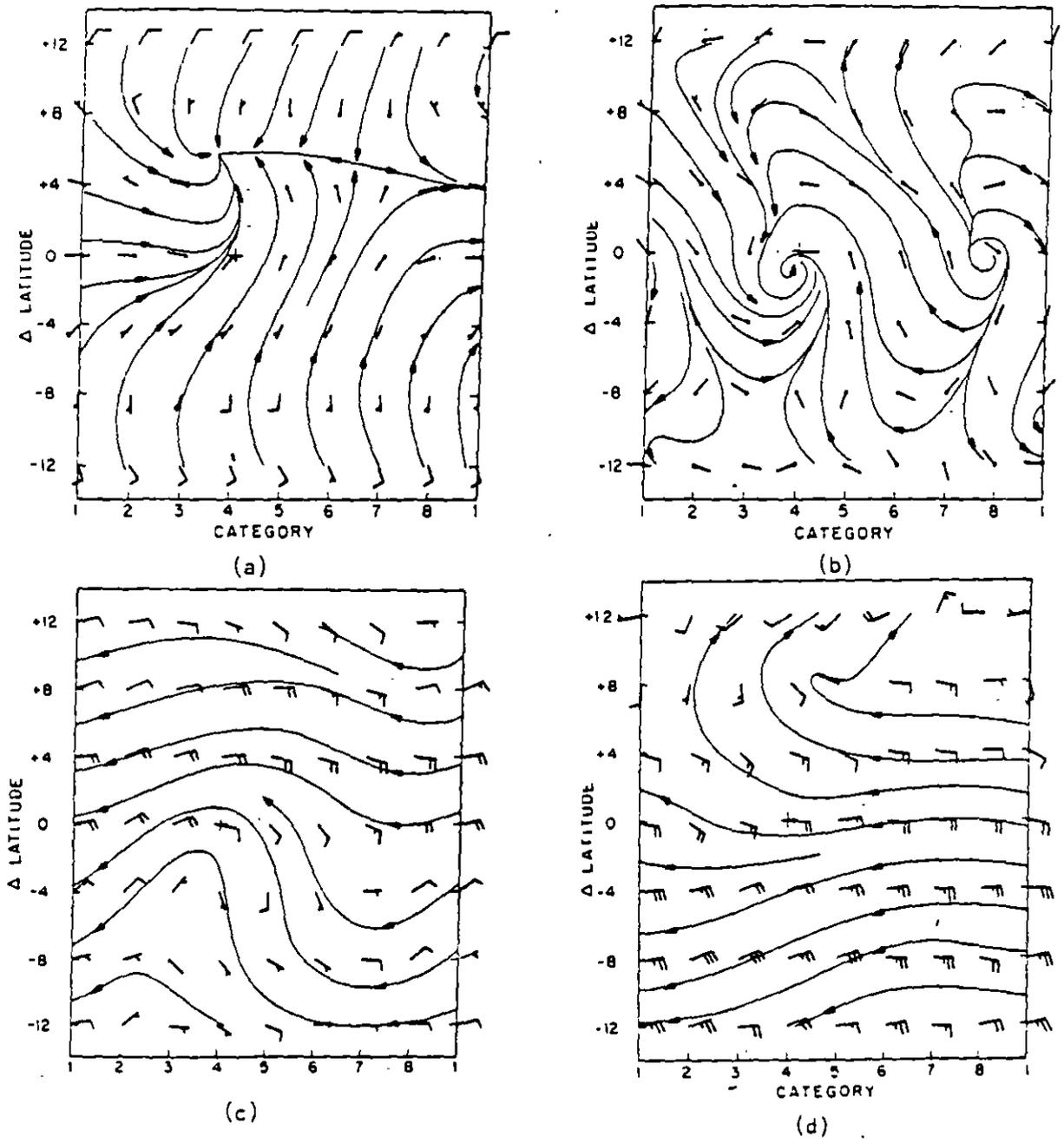


Figura 122 a) Viento en superficie b) Perturbación del viento en superficie  
 c) Viento en 700 hPas., d) Viento en 200 hPas.

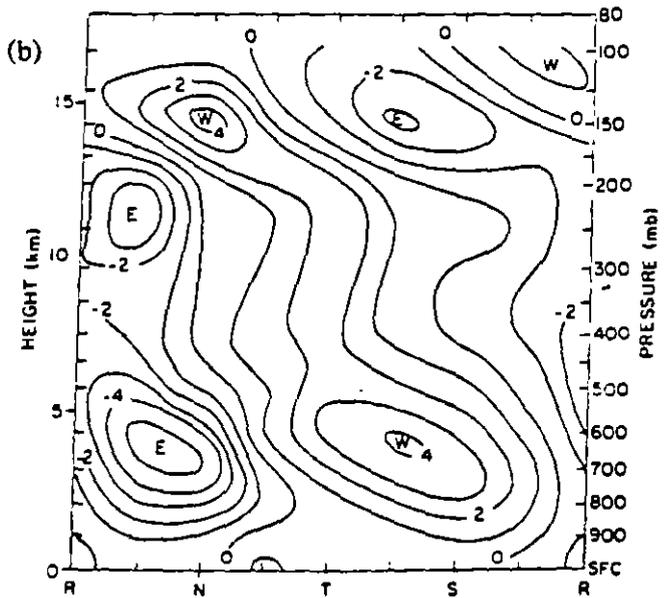
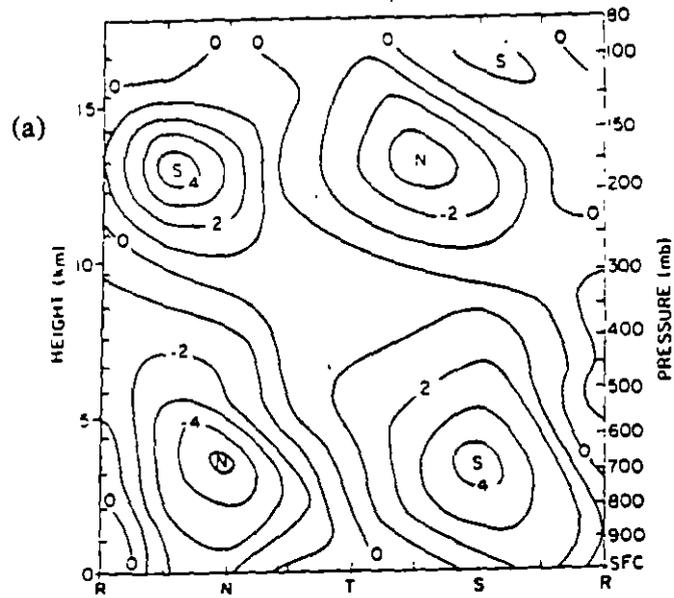


Fig. 123 Componente meridional y zonal.

La Fig. 123 a) indica un corte transversal de la componente meridional del viento (m/s) en función de la posición de la onda. A los valores se restaron los promedios R, N, T y S (Dorsal, máxima componente Norte, Vaguada y máxima componente Sur respectivamente), abarcando una longitud de onda de 2000 kms y un periodo de 3 días.

La fig. 123 b) muestra un corte vertical transversal de la componente zonal en función de la posición en la onda.

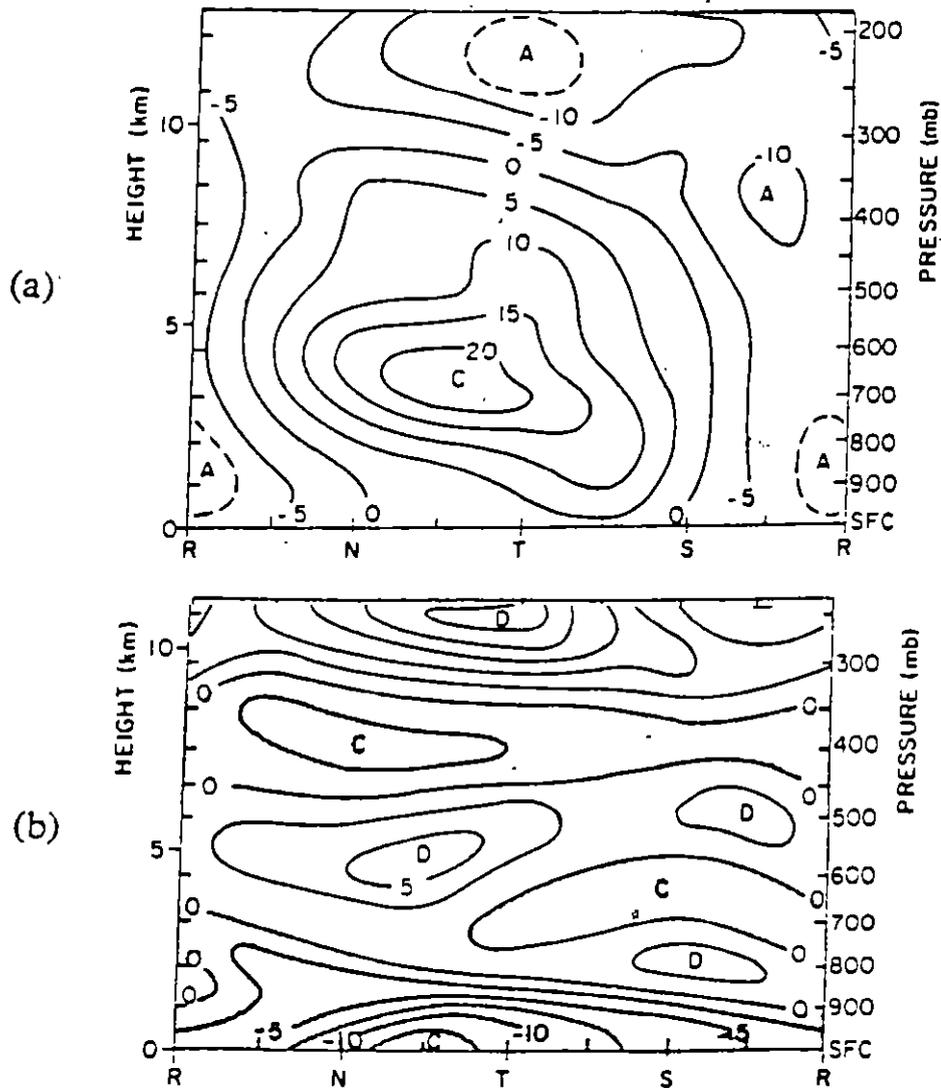


Figura 124 Vorticidad y divergencia

- a) Corte vertical transversal de vorticidad relativa.
- b) Corte vertical transversal de divergencia horizontal.



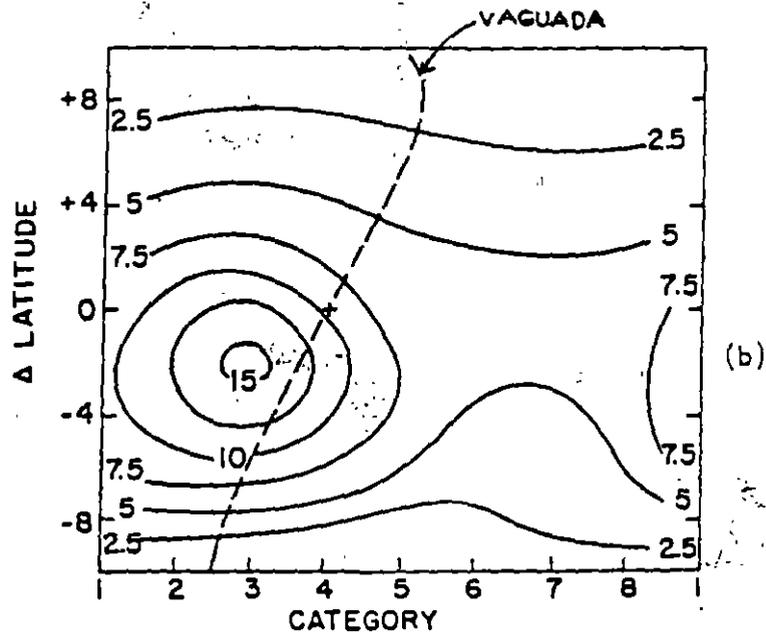
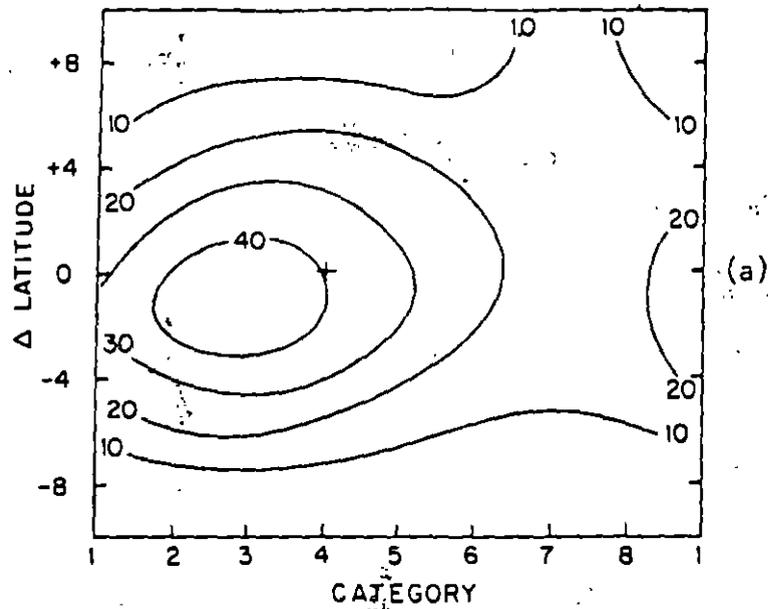


Figura 127 Precipitación-Convección  
 a) Nubosidad Convectiva en %  
 b) Promedio de precipitación

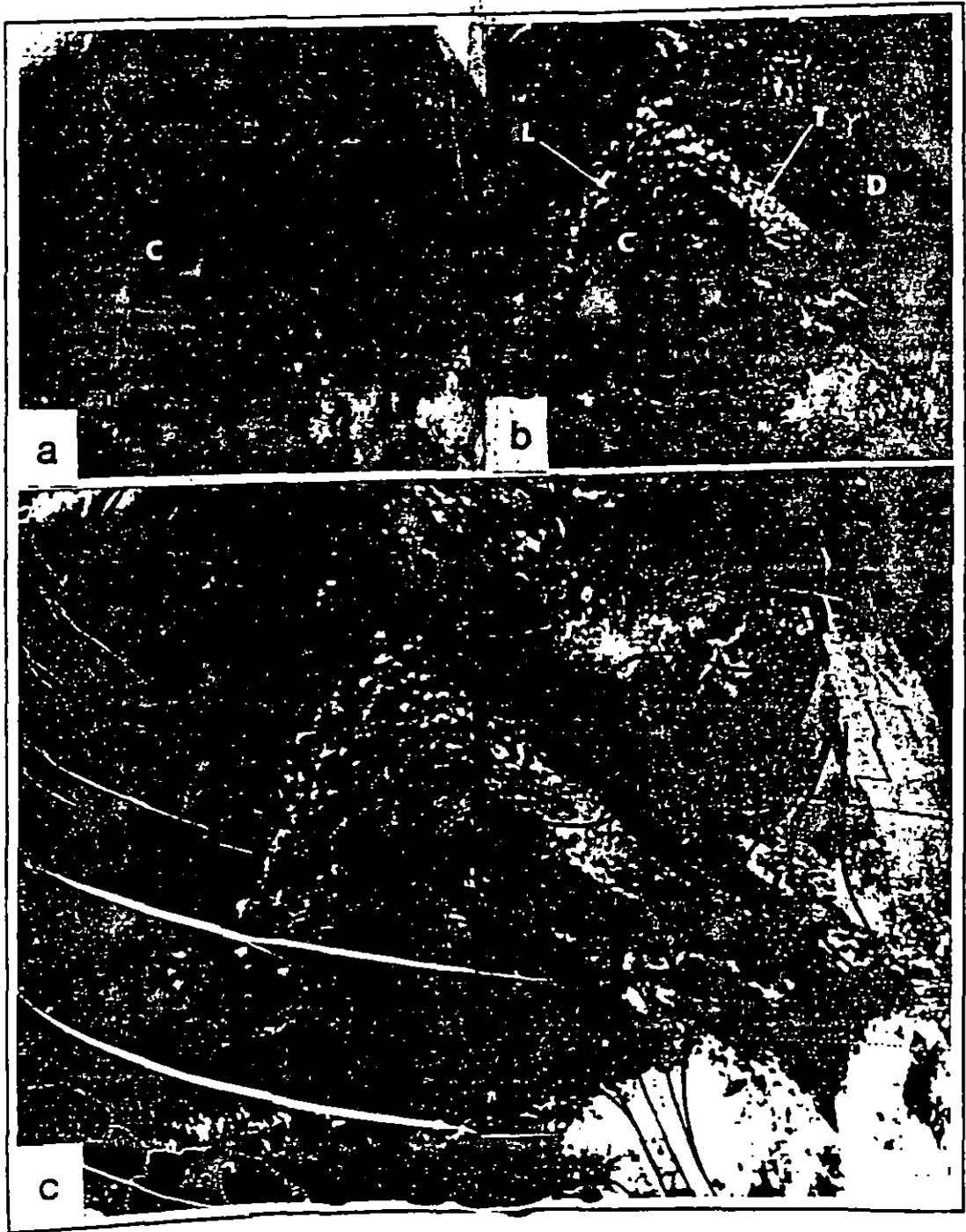


Figura 128 Patrón nuboso de una onda tropical

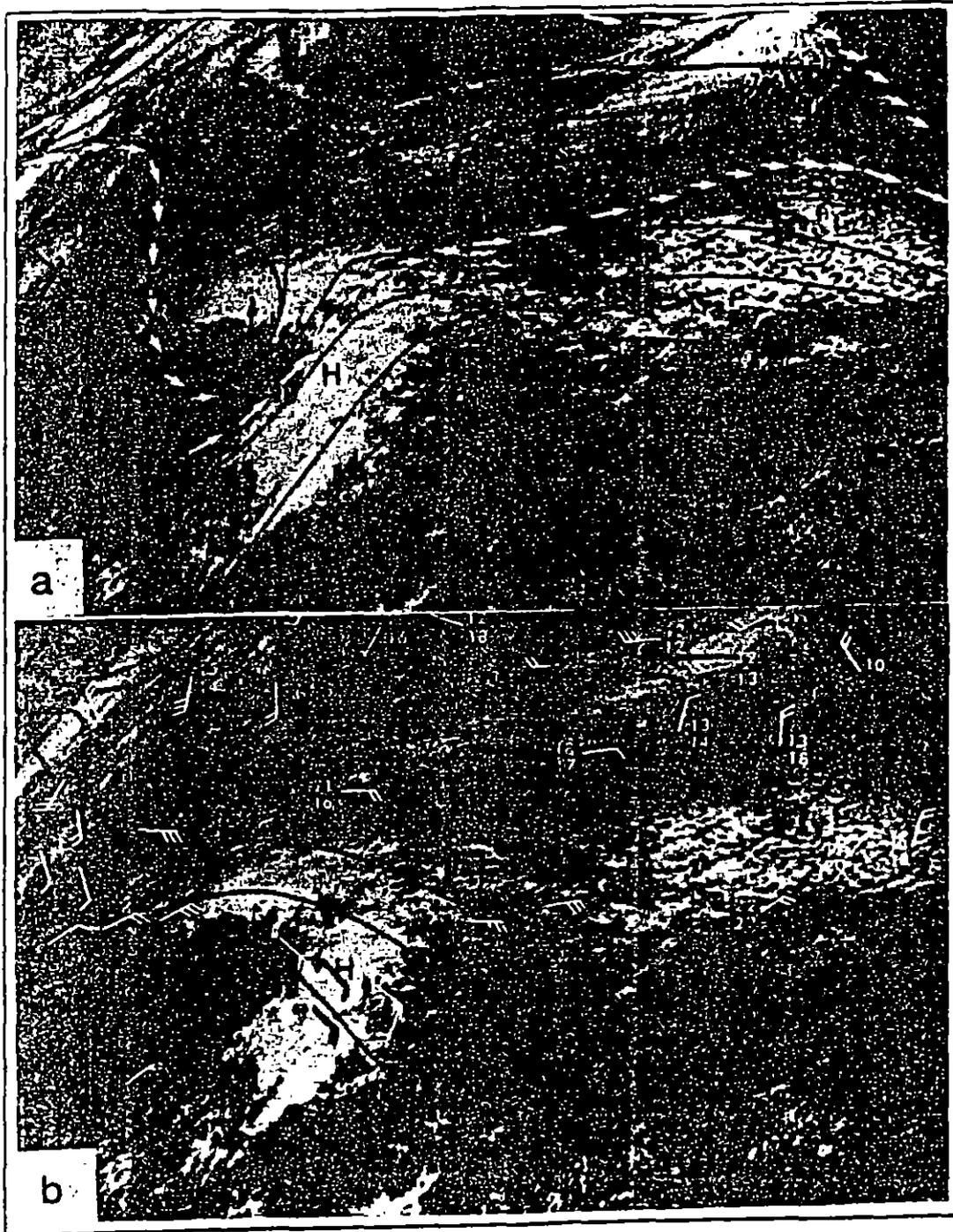


Figura 129 Onda en los estes y vaguada en los oestes

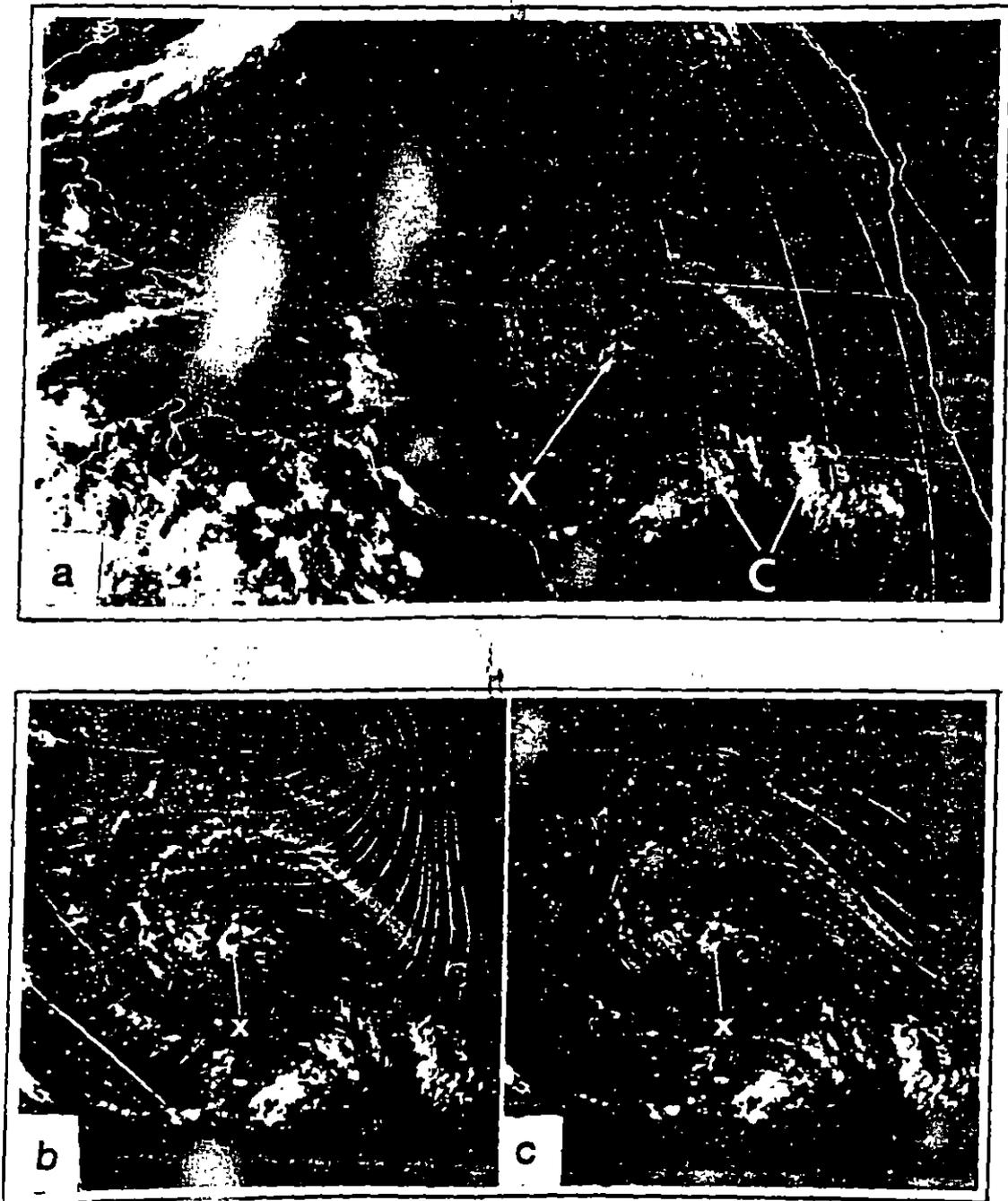


Figura 130 Líneas de corriente y movimiento relativo

### 13.3 CICLONES TROPICALES

Un ciclón tropical es una violenta perturbación atmosférica que se origina en la zona tropical, es un remolino gigantesco que cubre cientos de miles de kilómetros cuadrados y se destaca de los demás fenómenos que tienen lugar en la atmósfera por ser el más peligroso y destructivo.

Los ciclones tropicales son conocidos por diferentes nombres, los cuales se asignan de acuerdo a las regiones en que soplan sus vientos:

Huracán (Viento fuertes)	En las Antillas
Tifón	En el extremo Oriente y Filipinas
Willy Willy	En Australia
Ciclón	En el Indico Sur, Mar Árabe y en la costa Occidental de América del Norte
Baguíos	Filipinas

#### 13.3.1 REGIONES DE ORIGEN

Uno de los estudios más recientes sobre la formación de los ciclones tropicales, señala como causa la violenta circulación del aire en ellos, y la transformación de la energía calorífica liberada al condensarse el vapor de agua contenido en el aire que asciende desde la superficie en un área muy extensa. Tal condición implica el disponer de una adecuada provisión de calor latente, y de algún mecanismo que inicie y mantenga el movimiento vertical ascendente requerido para producir la condensación del vapor y con ello la liberación de ese calor latente.

Estas condiciones se satisfacen cuando la temperatura del agua del mar en una área específica, es igual o superior a 26.5°C, cuando la distancia de la misma a cualquier costa o isla es superior a 400 kms, y cuando dentro de esa misma región existe convergencia asociada con cualquier perturbación, sea onda del este, vaguada polar, línea o zona de convergencia intertropical. La inestabilidad condicional, es un estado atmosférico, que favorece la formación de un huracán en una región potencial; se ha encontrado una clara relación entre la presencia de la inestabilidad y los meses favorables para la formación de los ciclones tropicales

en el Caribe.

Otra condición necesaria para la organización de la circulación ciclónica dentro de la región en la que se producen ascensos de aire y la liberación del calor latente de vaporización, es la de que tal ascenso ocurra a una latitud superior a  $5^\circ$ , puesto que a una latitud inferior el efecto organizador de Coriolis tiene valores muy bajos.

Las regiones de formación de los ciclones tropicales son las siguientes, figura 131:

- Ciclonés en el Atlántico norte: Entre las Islas de Cabo Verde y las Antillas. ( $10^\circ$  a  $20^\circ$  Lat. Norte y  $25^\circ$  a  $70^\circ$  Log. Oeste)
- Ciclonés del Pacífico Norte: Este de las Filipinas y rara vez en el Mar de China. ( $5^\circ$  a  $20^\circ$  Lat. Norte y  $124^\circ$  a  $175^\circ$  Long. Este).
- Ciclonés del Pacífico Sur: Región comprendida entre  $5^\circ$  y  $12^\circ$  Lat. Sur y  $140^\circ$  Log. Oeste a  $145^\circ$  Log. Este. (Islas Fiji, Tonga, Samoa, Nueva Caledonia, Tuamotú, etc.).
- Ciclonés del Indico Norte: Los del Mar de Arabia se general entre los  $5^\circ$  y  $15^\circ$  Lat. Norte a la altura de las Islas Laccadivas y Maldivas.
- Ciclonés del Indico Sur: Los del Indico meridional que se extienden desde las Islas Keeling hasta el archipiélago de las Seychelles.

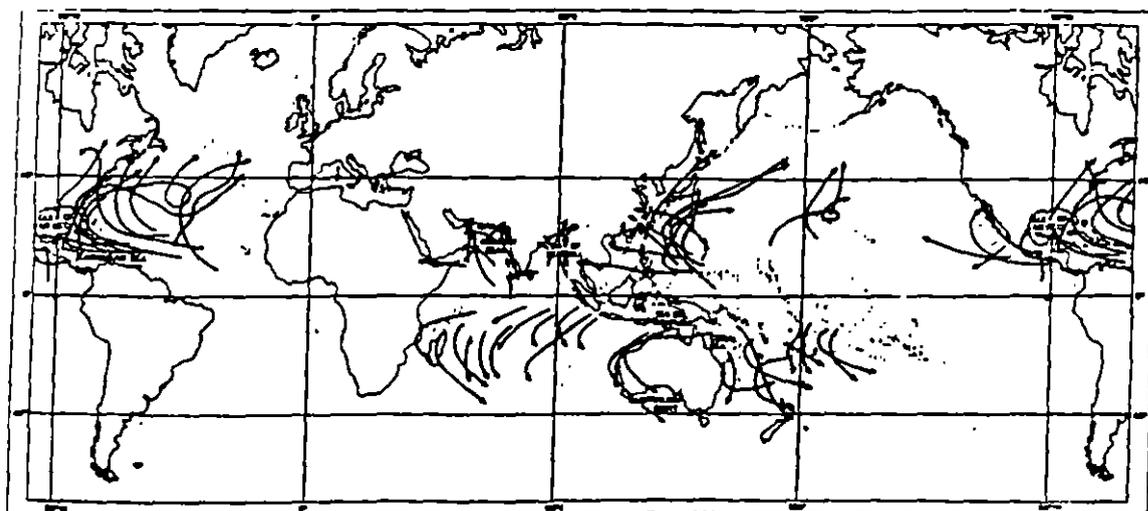


Figura 131 Zonas de origen y trayectoria de ciclones tropicales.

### 13.3.2 CICLO DE VIDA DE LOS CICLONES TROPICALES

La vida de un ciclón se divide en 4 etapas

- Formación

Algunas perturbaciones tropicales que se originan en las ondas del este, se desarrollan hasta alcanzar un sistema meteorológico bien organizado, conocido como depresión tropical. Estas depresiones provocan lluvias intensas con precipitaciones mayores de 75 mm, particularmente en áreas orográficas.

Las depresiones tropicales no se parecen a las depresiones extratropicales, ya que la única similitud entre ellas, es que ambas son sistemas ciclónicos. Las depresiones tropicales no contienen frentes y sus patrones de precipitación y nubes son casi simétricos alrededor de los centros de baja presión. Por definición una depresión tropical contiene una circulación ciclónica cerrada en sus niveles bajos y las velocidades de los vientos no excede a los 16 m/s ó 34 nudos, su presión descende hasta alcanzar un valor cercano a 1000 Hpas. y su periodo de formación comprende desde 12 horas hasta varios días, figura 132.

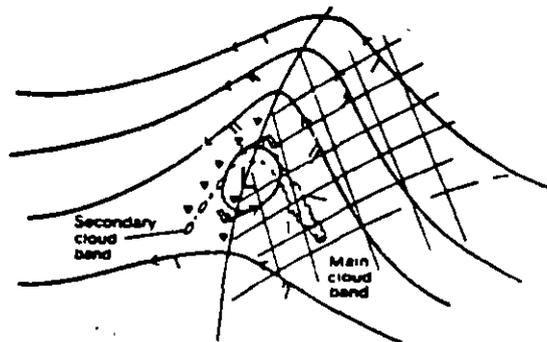


Figura 132 Depresión tropical

- Desarrollo

Algunas depresiones tropicales se intensifican hasta alcanzar el grado de tormenta tropical y otras obtienen la fuerza de huracán. Una tormenta tropical moderada, se define como el sistema de isobaras cerradas con vientos que giran y convergen en sentido contrario a las manecillas del reloj y su intensidad es de 17 a 32 m/s (35 a 64 nudos).

Una tormenta tropical moderada, contiene vientos de 17 a 23 m/s (35 a 50 nudos), mientras, una tormenta tropical severa se caracteriza por que sus vientos son del orden de 24 a 32 m/s. (50 a 64 nudos). Su presión en el centro es igual a 1000 Hpas. y termina esta etapa cuando alcanza su valor más bajo de presión. El radio de los vientos máximos es claramente discernible y registra valores de 40 a 60 millas náuticas.

En esta etapa se organizan las nubes y precipitaciones en bandas angostas que penetran en espiral hacia el centro del sistema. El área afectada por la tormenta es muy pequeña.

- Madurez

Cuando las tormentas tropicales alcanzan su mínimo barométrico, los vientos se incrementan rápidamente a velocidades mayores de 32 m/s (64 nudos), alcanzando la categoría de huracán.

Los huracanes son los sistemas meteorológicos de mayor energía y de mayor poder destructivo. Registran precipitaciones torrenciales y vientos que exceden los 50 m/s.

Los efectos destructores son devastadores: Vientos intensos de rotación ciclónica y olas altas, afectan la seguridad de la navegación marítima y las zonas de población cercanas al metéoro.

Las fuertes precipitaciones provocan serias inundaciones y daños a las construcciones. La agricultura es destruída, las comunicaciones son interrumpidas. Las vías de comunicación son bloqueadas y los puertos de altura son cerrados a la navegación.

Los ciclones tropicales siempre dejan una estela de destrucción y miseria, sus efectos son frecuentemente catastróficos, las pérdidas humanas son cuantiosas,

especialmente en países densamente poblados y subdesarrollados. En los países desarrollados en donde los sistemas de seguridad y emergencias son sofisticados y los procedimientos de evacuación están bien definidos, las pérdidas humanas son mucho menores, mientras que las económicas son mucho mayores que la de los países subdesarrollados.

Resulta fácil comprender la importancia de estas perturbaciones, sin embargo éstos, son muy significativos en el clima de las regiones en donde se producen, y los habitantes de estas regiones deberán estar preparados siempre contra ellos.

Los huracanes no se originan durante todo el año, pero en los meses en que se presentan, no son continuos; muchas de estas tormentas nunca tocan tierra y la ocurrencia de que esto suceda es un caso raro. Según las estadísticas obtenidas por la OMM, los huracanes se impactan una vez cada 5 ó 6 años sobre las líneas de costa y una vez cada 20 años, experimentan éstas, destrucciones provocadas por ciclones extraordinario.

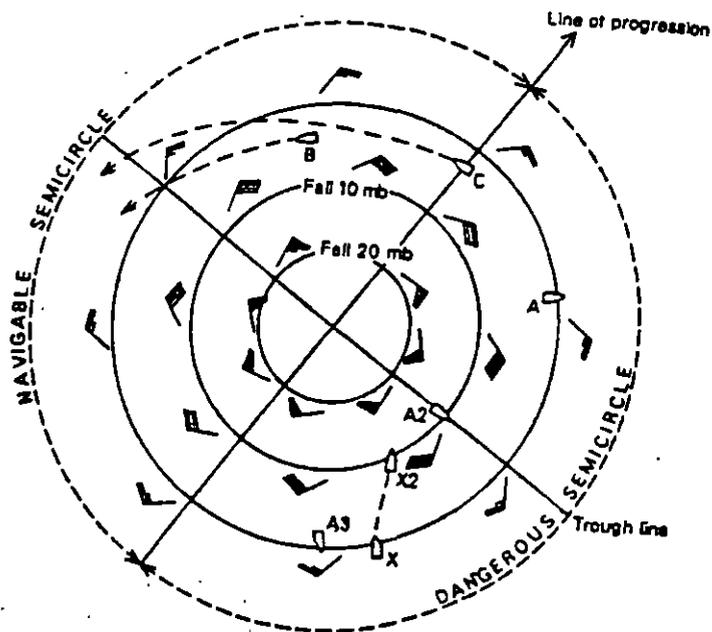


Figura 133 Sistema isobárico de un ciclón tropical en la carta del tiempo

- **Disipación**

La presión en el centro del sistema comienza a aumentar y los vientos decrecen paulatinamente acompañados por una debilitación del sistema. En esta etapa los ciclones que penetran a tierra o los que recurban hacia las latitudes medias se disgregan o convierten en ciclones extratropicales.

La mayoría de los ciclones tropicales no pasan por todas las etapas antes mencionadas, o pasan tan rápidamente que se hace imposible detectar dichas etapas mediante la información sinóptica disponible.

### **13.3.3 TRAYECTORIAS**

Las trayectorias de los ciclones tropicales son curvilíneas. Un 65% de los ciclones tropicales, siguen una trayectoria parabólica alrededor de los anticiclones en las latitudes medias, el resto de estos sistemas no recurvan y su movimiento es rectilíneo hacia el oeste. Al inicio la velocidad de traslación del sistema es muy lenta y se aceleran cuando se intensifican y se vuelven compactos. Cuando alcanzan la etapa de madurez, su velocidad media de travesía es de 6 a 8 m/s, y su diámetro de 600 a 800 kms. Los movimientos de estos sistemas son frecuentemente erráticos, tanto en velocidad como en dirección, figura 134. Esto sucede por que los ciclones, no responden solamente a las corrientes atmosféricas, si no que también a los campos complejos de temperatura del agua de mar, los cuales son asociados a sistemas de movimientos a mesoescala en la superficie del agua de mar.

La mayoría de los ciclones tropicales que alcanzan las latitudes medias, no sobreviven, debido a que la superficie del agua del mar es muy fría para que éstos se mantengan con vida. Asimismo, algunos desarrollan frentes y cambian prácticamente a ciclones de latitudes medias. Todos los ciclones tropicales se disipan rápidamente en tierra por que carecen de humedad. El ciclo medio de vida de un ciclón tropical es de 4 días. Los ciclones con velocidades medias de 33 m/s o más la sostienen durante 2 ó 3 días (4 ó 5 días en la parte oeste del pacífico; mientras que los ciclones con velocidades medias del viento de 17 a 32 m/s se mantienen con vida durante 4 ó 5 días.

Las estadísticas referentes a huracanes muestran las siguientes trayectorias en el océano atlántico y en el océano pacífico, Figuras 135 y 136.

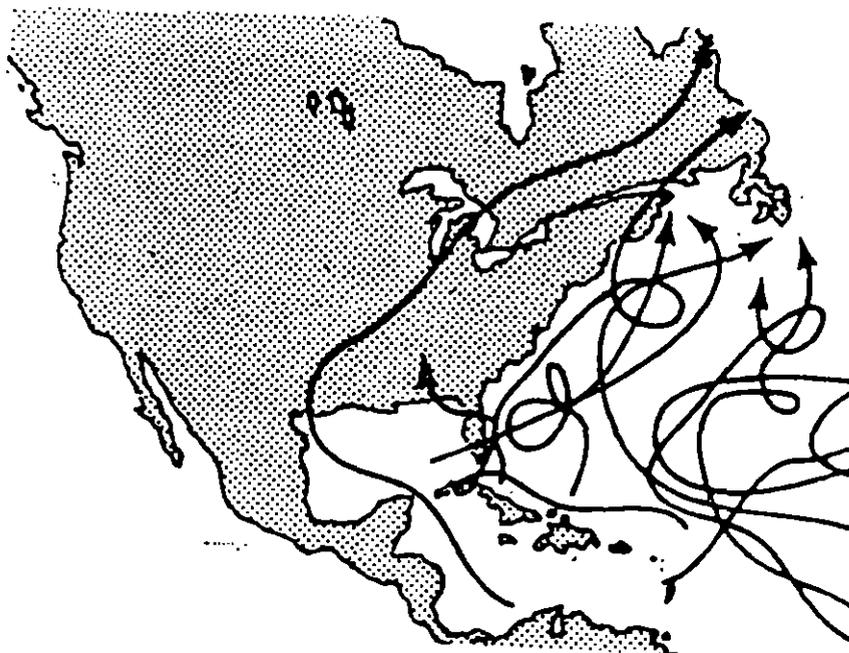


Figura 134 : Trayectorias de ciclones tropicales en el Atlántico



Figura 135 Trayectorias de los ciclones tropicales en el Atlántico

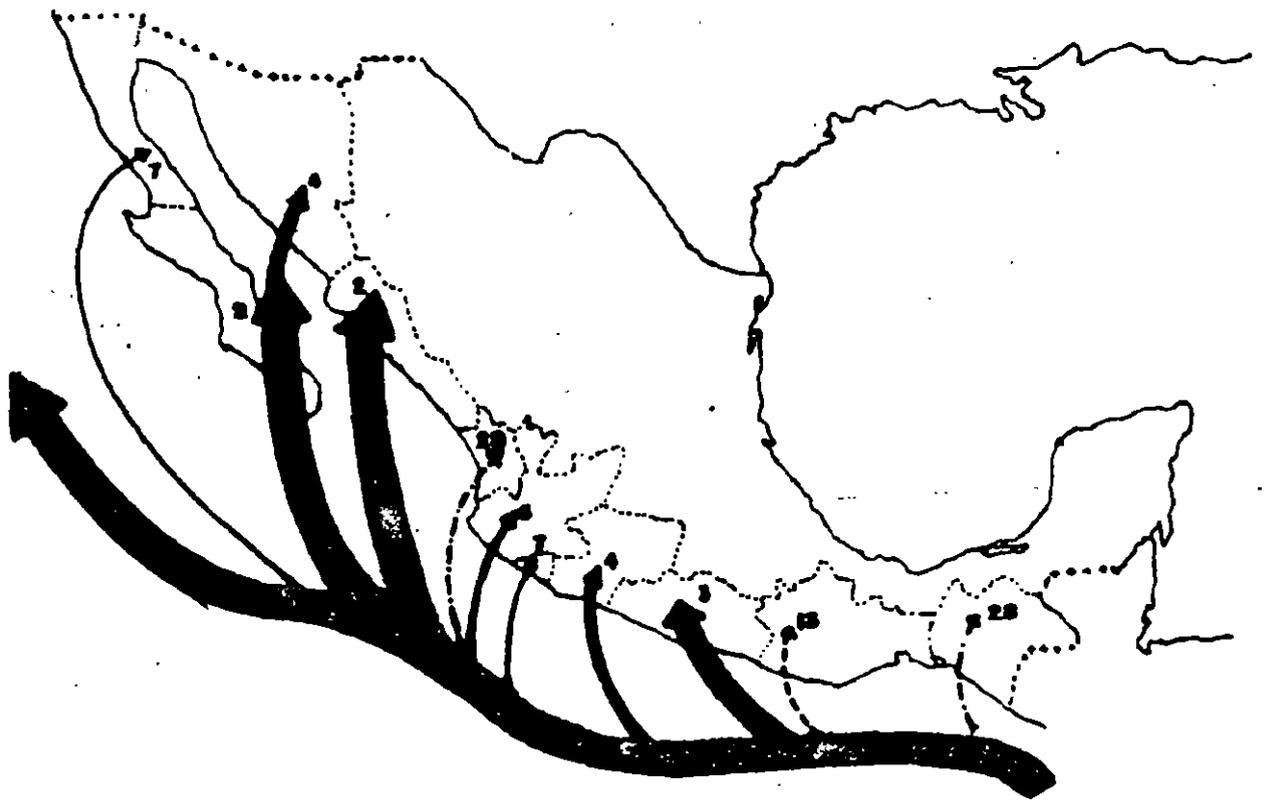


Figura 136 Trayectorias de los ciclones tropicales en el Océano Pacífico

### 13.4 SIMBOLOGÍA DE LOS SISTEMAS TROPICALES

Los sistemas ciclónicos tropicales se identifican en cartas del tiempo a través de símbolos internacionales, que describen su localización y trayectoria, para facilitar la interpretación y observar la evolución del meteoro.

SIMBOLOGIA	SIGNIFICADO
+	Centro de baja presión
⊖	Depresión Tropical
⊗	Tormenta Tropical
⊙	Huracán
—	Trayectoria

Las posiciones de un centro de presión se anotan a través de símbolos. Arriba de cada símbolo se transcribe la hora y el día correspondiente a la posición, y abajo, la presión del centro expresada en Hpas. Los símbolos deberán ser unidos mediante una línea continua de color negro. La posición pronóstico de un ciclón tropical, se representa siguiendo las indicaciones arriba mencionadas, Figura 137.

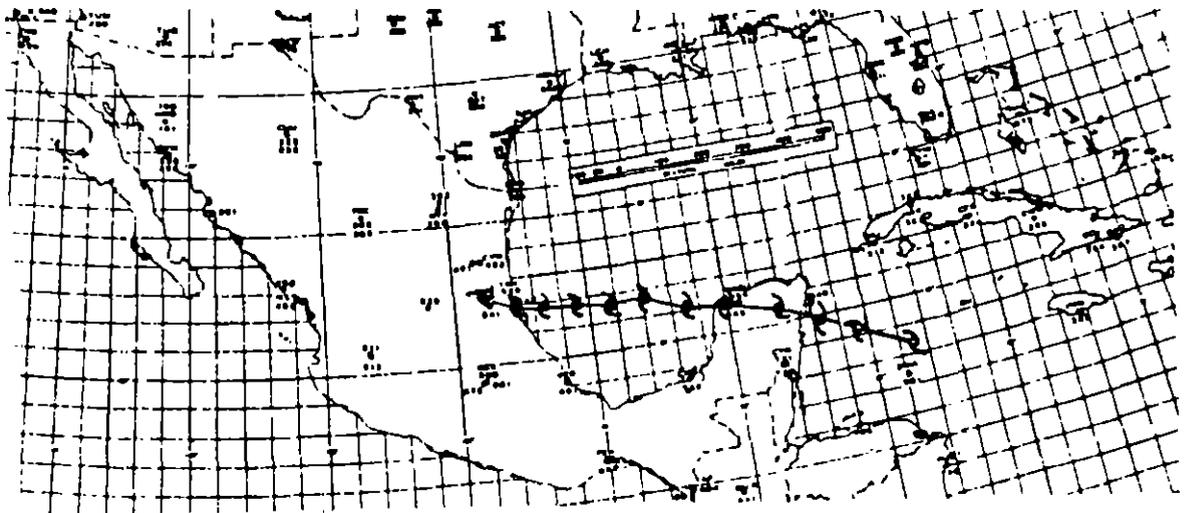


Figura 137 Posición y trayectoria de los ciclones tropicales el océano Atlántico y Golfo de México

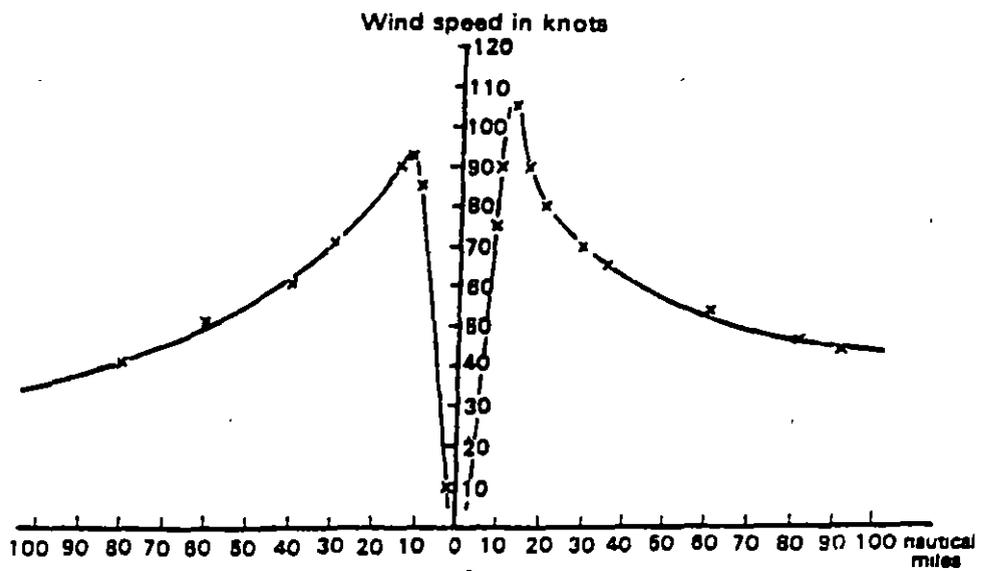
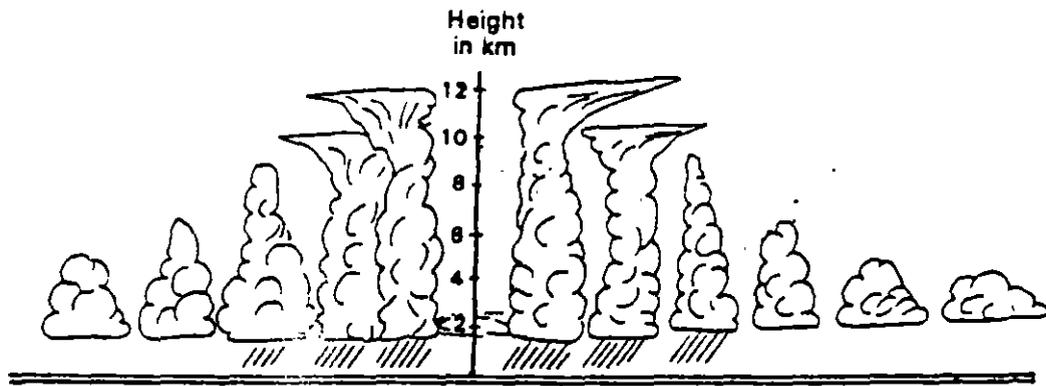


Figura 138 Corte transversal de los ciclones tropicales

### 13.5 ESCALA DE HURACANES DE SAFFIR-SIMPSON

CUADRO 19

No. ESSH	VIENTOS EN km/hr	MAREAS DE TEMPESTAD ENCIMA DE LA NORMAL EN mts.	POSIBLES DAÑOS MATERIALES E INUNDACIONES.
1	119 - 153	1.5	No se produce ningún daño efectivo a los edificios. Se registran daños sobre todo en casas rodantes, arbustos y árboles. También algunas inundaciones de carreteras costeras y daños leves en los muelles.
2	154 - 177	2.0 - 2.5	Se provocan algunos daños en tejados, puertas y ventanas de edificios. Se originan daños considerables a la vegetación, casas rodantes y muelles. Las carreteras costeras se inundan de 2 a 4 horas antes de la entrada del centro del huracán.
3	178 - 209	2.6 - 3.7	Se producen algunos daños estructurales a pequeñas residencias y construcciones auxiliares, con pequeñas fisuras en los muros. Destrucción de casas rodantes. Las inundaciones cerca de la costa destruyen las estructuras más pequeñas y los escombros flotantes dañan a las mayores. Los terrenos planos abajo de 1.5 mts snmm pueden resultar inundados hasta 13 kms de la costa o más.
4	210 - 249	4.5 - 5.0	Provoca fisuras más generalizadas en los muros, con derrumbes completos de todas las estructuras de los techos de residencias pequeñas. Erosión importante de las playas, daños graves en los pisos bajos de las estructuras cercanas a la costa. Inundación de los terrenos planos abajo de 3 mts. snmm, situados hasta 10 kms de la costa.
5	> 250	> 5.5	Derrumbe total de los techos en muchas residencias y edificios industriales. Algunos edificios se desmoronan por completo y el viento se lleva las construcciones auxiliares pequeñas. Se registran daños graves en pisos bajos de todas las estructuras situadas a menos de 4.6 mts por encima del nivel medio del mar y a una distancia de hasta 460 mts de la costa.

### **13.6 CONDICIONES FAVORABLES PARA LA FORMACIÓN DE CICLONES TROPICALES**

- Temperatura del agua de mar de 26.5°C o más.
- Zonas de vientos convergentes entre 5° y 25° de lat. norte.
- Distancia a la costa de las áreas de origen mayores a 400 Kms.
- Que exista una dorsal en los niveles superiores cerca de los 200 Hpas. para que produzcan divergencia en altura.
- Existencia de una perturbación tropical (onda del este, vaguada invertida, ZCIT).
- Máximo centro de vorticidad.
- Presencia de pantanos barométricos.

## AUTOEVALUACIÓN

1. Explique:
  - a) Zona de convergencia intertropical
  - b) Onda del Este

2. Exponga brevemente:
  - a) Pantano barométrico
  - b) Perturbación tropical

Hacer un diagrama que represente las características de un ciclón tropical

3. Explique las etapas en que se dividen los ciclones tropicales.
  - a) Depresión tropical
  - b) Tormenta tropical
  - c) Huracán

## CAPÍTULO XIV

### ANÁLISIS SINÓPTICO

#### OBJETIVO

El estudiante identificará los elementos teóricos y metodológicos del análisis sinóptico para interpretar mapas sinópticos de superficie y altura.

#### INTRODUCCIÓN

La Meteorología se ocupa de los procesos atmosféricos a escala muy variable. Por ejemplo, analiza los procesos que se producen en la proximidad de una planta durante su crecimiento, utilizando para ello métodos especiales de micrometeorología.

También se ocupa de los procesos que se extienden a superficies mayores. Los procesos a escala media como las tormentas o los tornados, se analizan con la ayuda de radares o de equipos de observación de atmosféricos.

La Meteorología también estudia los grandes anticiclones, las depresiones y otros fenómenos que se producen sobre los continentes o los océanos de la Tierra. Para analizar 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 la 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.

Para estudiar e interpretar los datos meteorológicos a escala sinóptica es necesario que los observadores de todas las partes del mundo hagan sus observaciones todos a la misma hora. Los mensajes de observación se envían hacia los centros meteorológicos importantes donde la información que contienen es transcrita en los mapas sinópticos.

## 14.1 MAPAS SINOPTICOS

Se utilizan varios mapas sinópticos para representar y estudiar las observaciones de superficie y en altitud. En algunos de estos mapas, las observaciones de todas las estaciones se refieren a un mismo nivel o a una misma altitud y son transcritas en mapas de nivel constante. Entre éstos el más utilizado es el mapa al nivel del mar.

En cuanto a las observaciones en altitud, 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 transcritas en mapas a presión constante o mapa de isobaras. Cuando los meteorólogos se interesan por los procesos que se producen en las proximidades del medio de la troposfera utilizan, casi siempre, el mapa sinóptico de 500 hpa.

Una vez que las observaciones han sido transcritas en los mapas sinópticos se les analiza gráficamente, obteniendo así un análisis sinóptico. En cada tipo de mapa aparecen después del análisis configuraciones características.

## 14.2 MAPAS SINOPTICOS AL NIVEL DEL MAR

Los mapas sinópticos más antiguos fueron los que representaban 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 hectopascales, tres hectopascales, cuatro o cinco hectopascales, según los usos de los diferentes países o de los diferentes centros. Cuando el análisis se ha acabado, 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, si no también los frentes.

### 14.3 CONFIGURACIONES ISOBARICAS AL NIVEL DEL MAR

El campo de presión presenta 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 diagramas 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.

### 14.4 ANTICICLONES Y DORSALES

Se designa con el término anticiclón a una región de presiones relativamente altas. La presión es máxima en el centro, que 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 de las agujas de un reloj. En el hemisferio sur, la circulación es de sentido inverso. Cerca de la superficie, el rozamiento provoca un ligero flujo a través de las isobaras, como puede verse en la figura 139.

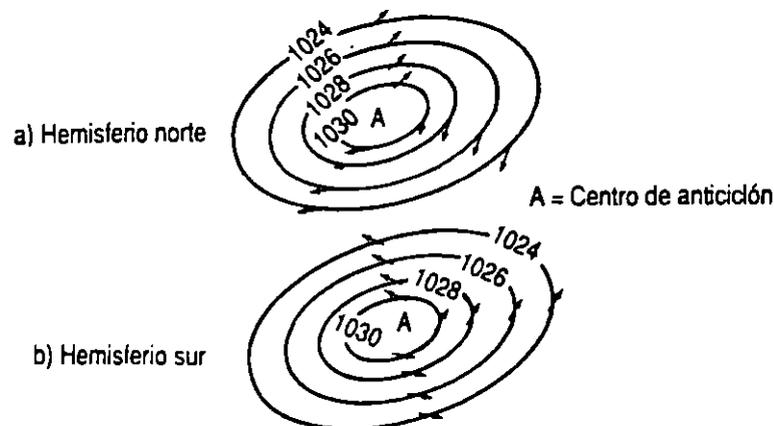


Figura 139 Anticiclón (Isobaras trazadas de 2 en 2 hPa)

Una cresta de altas presiones es una extensión alargada de alta presión a partir de un anticiclón. Se le presenta por isobaras redondeadas que están más alejadas del anticiclón que en las otras direcciones. Se llama línea 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 140 representa una dorsal.

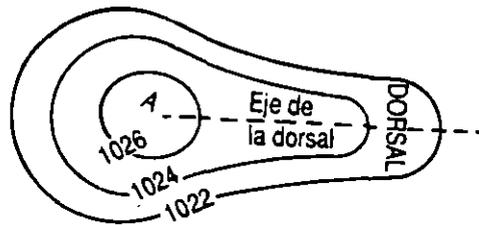


Figura 140 Una cresta de altas presiones (dorsal)

## 14.5 DEPRESIONES Y VAGUADAS

Depresión es una zona en que la presión es relativamente baja. El centro es el punto en que la presión es mínima y está rodeado en una o varias isobaras cerradas.

Las depresiones se conocen también como ciclones, que en el lenguaje común, se le ha llamado 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 de las agujas de un reloj. Lo contrario sucede en el hemisferio sur. El rozamiento tiende a crear en las capas bajas un cierto flujo de aire hacia las bajas presiones a través de las isobaras. La figura 141 representa la circulación que se establece alrededor de las depresiones en cada uno de los dos hemisferios.

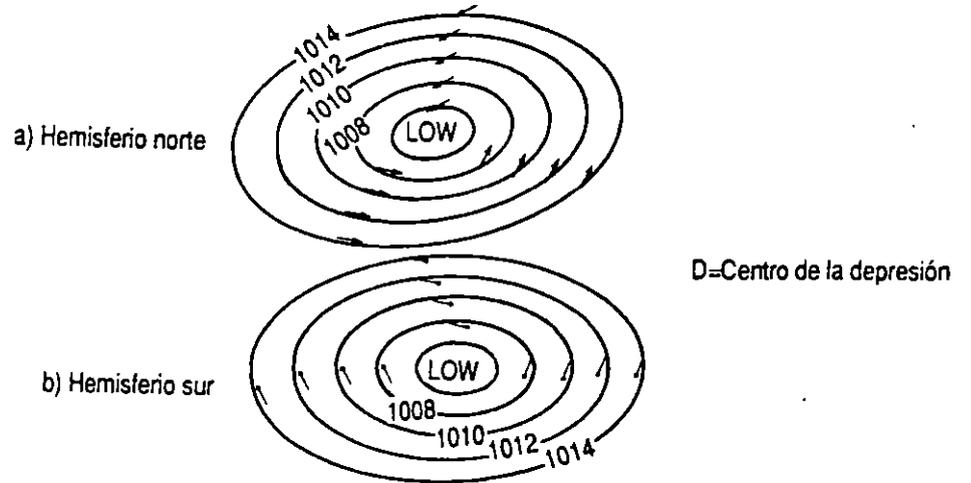


Figura 141 Depresión

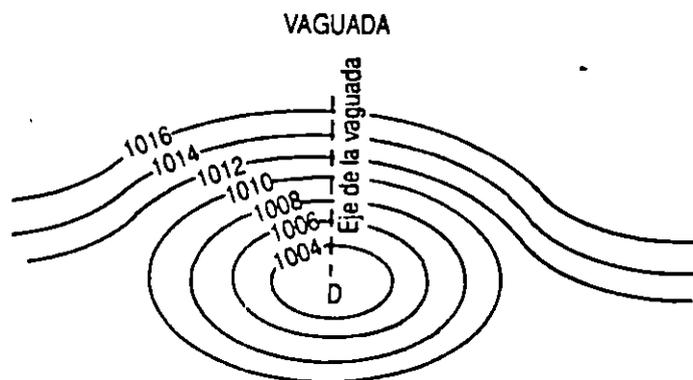


Figura 142 Vaguada

Una vaguada de presión 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. La figura 142 representa la configuración isobárica que indica una vaguada. Una convergencia en las capas bajas asociada a una ascendencia 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.

## 14.6 CONFIGURACIONES ISOBÁRICAS

Collado es la región que separa dos depresiones y dos anticiclones; su centro 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 progresivamente de sentido y de dirección después de haberse anulado; el viento es muy débil y de dirección variable. La figura 143 representa un collado y su configuración isobárica.

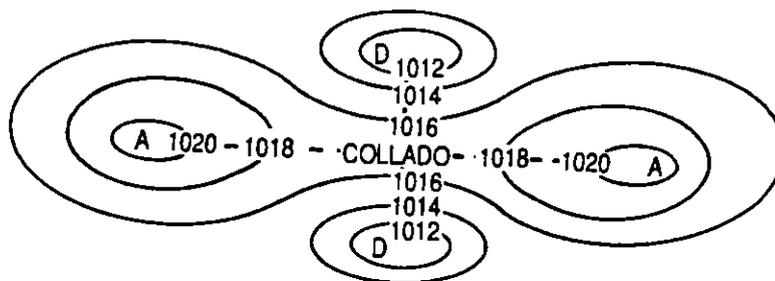


Figura 143 Collado

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; ésta forma parte 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 144 muestra la disposición de las isobaras y las relaciones que existen entre las dos.

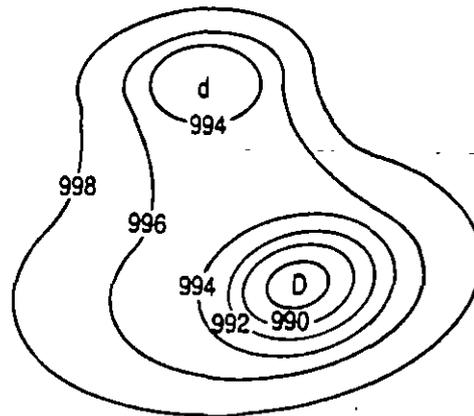


Figura 144 Depresión primarias y secundaria

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 145 representa una configuración ondulada de las isobaras.

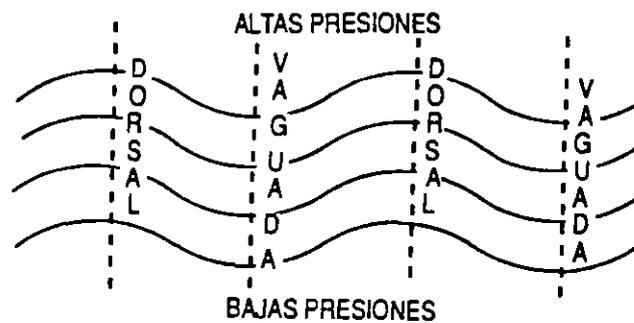


Figura 145 Isobaras onduladas

## 14.7 SISTEMAS FRONTOLOGICOS EN EL MAPA AL NIVEL DEL MAR

La zona de transición entre dos masas de aire se llama superficie frontal o frente. La región donde la zona frontal que está incluida encuentra la superficie del globo tiene una anchura que varía de unos pocos kilómetros, cuando el frente es muy neto, a una centena de kilómetros, para un frente difuso. En la escala utilizada para los mapas sinópticos se representa un frente por una simple línea.

Uno de los factores más importantes que influyen en la densidad del aire es su 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 ciertas diferencias de humedad, de estabilidad, así como formaciones nubosas y precipitaciones. Una vaguada de presión 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 reemplaza al aire caliente) se le llama un frente frío. En un mapa sinóptico se representa un frente frío por una línea con triángulos cuya base se apoya en la línea y su vértice se dirige en el sentido del movimiento, como se ve en la figura 146 de la página siguiente.



Figura 146 Frente frío representado en un mapa sinóptico a nivel del mar

Los frentes calientes se desplazan hacia el aire frío (el aire caliente reemplaza al aire frío). Se representa por una línea de semicírculos en el sentido del movimiento. La figura 147 muestra cómo se presenta en un mapa sinóptico.



Figura 147 Representación de un frente caliente en un mapa sinóptico al nivel del mar

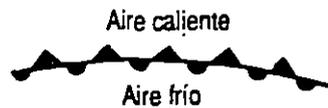


Figura 148 Representación de un frente estacionario en el mapa al nivel del mar

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 presenta con semicírculos dirigidos hacia el aire frío y triángulos dirigidos hacia el aire caliente. En la práctica, este tipo de frente tiene ligeros movimientos y se le llama entonces frente casi estacionario.

En los capítulos precedentes se han reinterado que puede formarse un ondulación frontal o perturbación acompañada de una depresión extratropical o ciclón extratropical. La figura 149 muestra cómo se representa una perturbación en un mapa sinóptico.

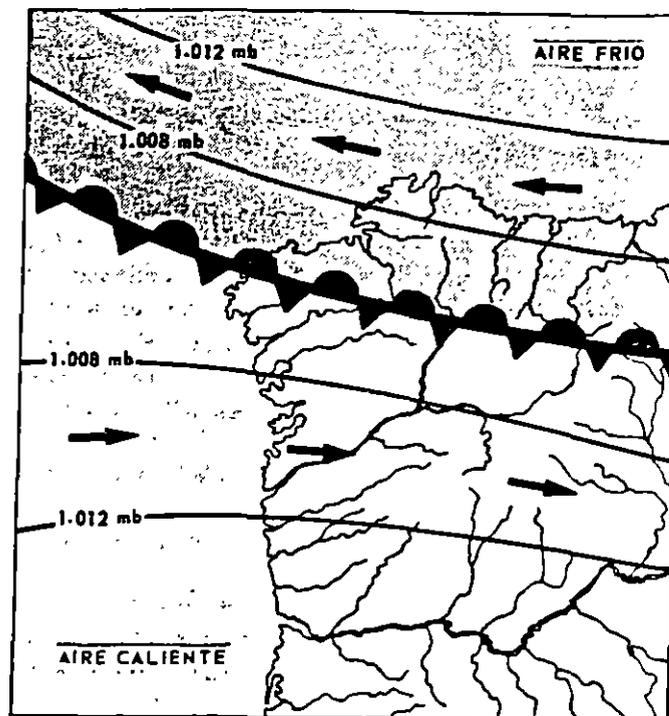


Figura 149 Representación de un frente estacionario en el mapa al nivel del mar

En el transcurso de la evolución normal de una perturbación, el frente frío tiende a alcanzar al frente caliente. Hay entonces oclusión y el sector caliente es empujado cada vez a mayor altitud. Un frente ocluido se representa por una línea en la que alternan semicírculos y triángulos dirigidos en la dirección del movimiento. En la figura 150, la parte del frente señalada por AB es una oclusión.

a) Hemisferio norte



b) Hemisferio sur



Figura 150 Oclusión de una perturbación

## 14.8 MAPAS DE PRESION 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 1 000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hpa.

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 o isohipsas. Configuraciones de isohipsas tales como anticiclones, depresiones, ondulaciones, dorsales, etc., aparecen en los mapas de superficies isobáricas.

## 14.9 ANALISIS DE LAS LINEAS DE CORRIENTE

El viento es una de las variables esenciales del análisis sinóptico. El análisis del viento en las regiones extratropicales se hace más fácil a causa del equilibrio aproximado entre la fuerza Coriolis y la fuerza debido al gradiente de presión.

La circulación por encima de la capa límite (es decir, hacia 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 superficies 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 débil y el viento sopla atravesando las isobaras o las isohipsas, no se pueden utilizar ábacos de viento geostrófico. Para latitudes inferiores a  $20^\circ$  aproximadamente, los mapas isobáricos al nivel del mar o las isohipsas de los mapas de las superficies isobáricas pierden gran parte de su valor para el análisis del viento.

Para soslayar esta dificultad se emplea a menudo para las regiones tropicales el análisis de las líneas de corriente, técnica que puede utilizarse en cualquier nivel. Sobre un mapa sinóptico se puede representar la dirección 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 150 muestra la relación entre la dirección del viento y la línea de corriente (se dice también línea de flujo).



Figura 150 Indicación de la velocidad el viento por medio de una línea 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 velocidad del viento.

#### 14.10 CONFIGURACIONES DE LAS LINEAS DE CORRIENTE

En los mapas sinópticos de líneas de corriente se observan varias configuraciones de las cuales las más importantes están representadas en la figura 151.

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 aquéllos en los que la dirección del viento está indeterminada, por ser allí nula la velocidad del viento (calma). Los puntos singulares se encuentran en los centros de difluencia y de confluencia, así como en los puntos neutros.

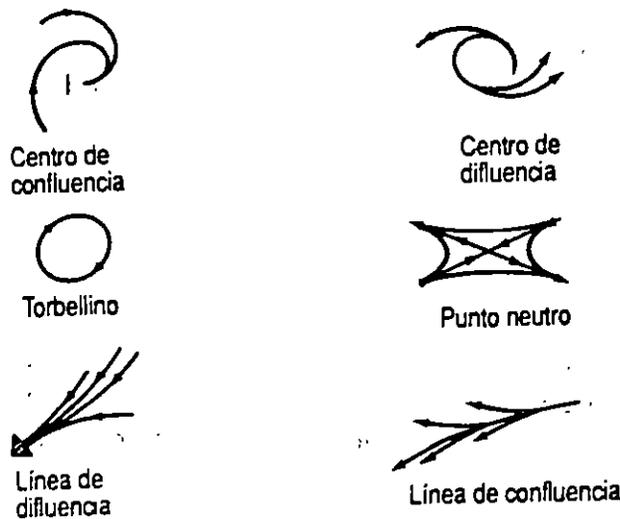


Figura 151 Configuraciones características de las líneas de corriente

Inversamente, una divergencia en las capas bajas 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.

**AUTOEVALUACIÓN**

1. Realice una distinción entre los mapas de nivel constante y los mapas de presión constante. Describáse un mapa al nivel medio del mar.
2. Represente utilizando esquemas, la circulación del aire asociado a:
  - a) Un anticiclón
  - b) Una depresión

El esquema se referirá al hemisferio donde se encuentre el lector.

3. Redacte breves notas ilustradas con esquemas, sobre:
  - a) Las isobaras
  - b) La dorsal
  - c) La vaguada
  - d) El collado
  - e) Las ondas del oeste
4. Dibuje esquemas que muestren cómo se representan en los mapas sinópticos al nivel del mar los tipos de frente siguiente:
  - a) Frente frío
  - b) Frente caliente
  - c) Frente casi estacionario
  - d) Frente ocluido

En el caso de frentes móviles, indíquese con un flecha la dirección del desplazamiento.

5. Por qué se utiliza 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?. Haga un esquema.

7. Explique las afirmaciones siguientes:

- a) Las líneas de corriente difieren notablemente de las isobaras 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.

8. Redacte breves notas sobre:

- a) Las depresiones no ligadas a frentes.
- b) El tiempo característico de los flujos de aire frío o cálido.

9. Describa las características del tiempo en:

- a) Los collados
- b) Las vaguadas
- c) Las depresiones térmicas

10. ¿Por qué es necesario identificar las zonas de convergencia y de divergencia?

## BIBLIOGRAFÍA

SVERRE Petterssen, Ph. D. **Weather Analysis and Forecasting**. McGraw-Hill. United States of America 1970. Volumen I y II.

ABRAMOV, O. Potkhin and L. Fedoseyev. **Practical work in Synoptic Meteorology**. Hydrometeorological Publishing House. Leningrad 1972.

WALTER J. Saucier, **Principles of Meteorological Analysis**. United States of America. 1972.

THOMAS F. Malone. **Compendium of Meteorology**. American Meteorological Society. Boston Massachusetts. 1965.

A. H. Gordon. **Elementos de Meteorología Dinámica**. Unión tipográfica Editorial Hispano-Americana. México D.F. 1965.

MEDINA Mariano e Isabel. **Meteorología Básica Sinóptica**. Paraninfo. Madrid, 1976.

LEDESMA M. y Baleriola. **Meteorología Aplicada a la Aviación**. Talleres Tipográficos AF, Madrid 1978.

U. S. Department of Transportation and U.S. Department of Commerce. **Aviation Weather Services**. Washington D.C. 1977. Volumen I y II.

VERNON F. Dvorak and Ralph K. Anderson. **Regional Training Seminar on the use of satellite data for hurricane detection and prediction**. Washington, D.C. 1980.

HERRERA J. Roberto. **El mapa del tiempo**. Escuela de Aviación Naval. Veracruz, ver. 1988.

Varios. **Distribución de estaciones sinópticas en la IV región meteorológica mundial**. Washington, D.C. 1975.

Servicio Meteorológico Nacional. **Aplicación de los datos obtenidos de las fotografías de satélites meteorológicos al análisis y predicción del tiempo**.

México. 1974.

PALACIO Tapia y Rafael Almazán Flores. **Meteorología General**. CIAAC, México. D.F. 1970.

CIACC. **Interpretación de mapas analizados y pronosticados**. México, D.F. 1970.

HERRERA J. Roberto. **FM-12 IX**. IMTA, Julio 1993.

Servicio Meteorológico Español. **Normas prácticas para el análisis de isotermas en las topografías de superficies isobáricas**. Madrid, España. Julio 1970.

Servicio Meteorológico Español. **Vientos y topografías, métodos de análisis**. Madrid, España. Julio 1970.

Servicio Meteorológico Español. **Técnicas de análisis y predicción**. Madrid, España. Julio 1970.

Servicio Meteorológico Español. **Análisis isobárico e isalobárico**. Madrid, España. Mayo 1970.

WMO. **Apuntes de meteorología**, Impresos SMN, México, 1979.

RICHMOND, W. Longley, **Tratado ilustrado de meteorología**, Editorial Bell, Santander, Buenos Aires, 1970.

FERNÁNDEZ, L. **Fundamentos de meteorología-aeronáutica**, Suministros Aeronáuticos, S.A., Madrid, 1976.

FONT Tullot, **Meteorología aplicada al vuelo con turboreactores**, Ministerio del aire, Madrid, 1961.

SVERRE Pettersen, PH. D.; **Instrucción a la meteorología**, Editorial Espasa-Calpe, S.A., Madrid. 1976.

VILAPLANA Soler; **Meteorología náutica**, Editorial Juventud, S.A. Barcelona, 1970.

LEDESMA y Baleriola, **Meteorología aplicada a la aviación**, Talleres tipográficos AF, Madrid, 1968.

BYERS, H.R.; **Meteorología general**, McGraw Hill Company, New York, 1959.