



01094
UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía

Elementos de Meteorología

Una aportación para el análisis de las
variables meteorológicas

FALLA DE ORIGEN
TESIS

Que para obtener el Grado de
DOCTOR EN GEOGRAFIA
p r e s e n t a

TERESA AYLLON TORRES



1995

SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
SERVICIOS ESCOLARES



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE DE CONTENIDOS

Presentación	1
Capítulo I. La ciencia Meteorológica	3
A) Desarrollo histórico	
- Vigilancia global meteorológica	
B) Ramas de la Meteorología	
C) La Meteorología y la Climatología	
Capítulo II. La Atmósfera	10
A) Propiedades físicas y químicas	
B) Composición del aire	
C) Capas de la Atmósfera	
Capítulo III. Radiación solar	18
A) Energía radiante	
B) Balance calórico	
- Insolación de la República Mexicana	
C) Aprovechamiento de la energía solar	
D) Medida de la radiación solar	
Capítulo IV. Temperatura del aire	25
A) Formas de transmisión del calor.	
B) Factores que influyen en la temperatura	
C) Oscilación térmica anual y diaria.	
D) Oscilación térmica en la República Mexicana	
E) Inversiones de temperatura	
F) Distribución geográfica de la Temperatura	
G) Medida de la temperatura	
Capítulo V. Procesos Adiabáticos	37
A) Leyes de la Termodinámica	

- B) Diagramas termodinámicos
- C) Estabilidad e inestabilidad del aire

Capítulo VI. Presión atmosférica

44

- A) Variaciones de la presión
- B) Unidades para medir la presión
- C) Instrumentos para medir la presión
- D) Sistemas de presión
- E) Distribución geográfica de la presión
- F) Sistemas de presión en la República Mexicana

Capítulo VII. El Viento

53

- A) Factores que influyen en el viento
 - La presión
 - Fuerza desviadora de Coriolis
 - La fricción
- B) Viento geostrófico y viento real
- C) Convergencia y divergencia
- D) Circulación general del aire
 - Cinturones de presión
 - Distribución de continentes y océanos.
- E) Circulación regional.
- F) Circulaciones locales
 - Brisas
 - Efecto Foehn.
- G) Vientos predominantes en la República Mexicana

Capítulo VIII. Meteorología tropical

65

- A) Perturbaciones tropicales
 - Ondas del Este

- Depresión tropical
 - Tormenta tropical
 - Ciclón
- B) Evolución de un ciclón tropical.
- Disipación de los ciclones.
- C) Convergencia inter-tropical.
- D) Turbulencia.
- E) Medida del viento
- Sondeos aerológicos

Capítulo IX. Humedad del aire

75

- A) Humedad absoluta y relativa
- B) El ciclo del agua en la atmósfera
- Evaporación.
 - Saturación.
 - Procesos de enfriamiento
 - Procesos de agregación de vapor de agua
 - Condensación.
- C) Medida de la humedad
- D) Nubosidad
- Formación y disipación de la nubes.
- E) Tormentas eléctricas
- F) Tornados
- G) Formación de nieblas
- H) Precipitación
- I) Lluvias predominantes en la República Mexicana
- Formas de precipitación.
 - Medida de la precipitación

Capítulo X. Masas de aire y frentes

95

A) Regiones de origen, trayectoria y edad

B) Clasificación de las masas de aire

C) Características y modificaciones de las masas de aire

- Masas polares.
- Masas tropicales.
- Masas ecuatoriales
- La región de los monzones
- Regiones de transición

D) Frentes

- Frente frío
- Frente caliente
- Frentes ocluidos
- Frente estacionario

E) Ciclones extratropicales

F) La corriente de chorro

Capítulo XI. La contaminación atmosférica

109

A) La contaminación atmosférica

- Efecto invernadero
- Cambios de los cinturones climáticos

Conclusiones

114

Bibliografía

115

Apéndice

Simbología de los mapas sinópticos

Relación de Figuras

Mapas y Dibujos

PRESENTACIÓN

Actualmente la Meteorología se encuentra en el umbral de los intentos de la humanidad para comprender los sistemas meteorológicos planetarios y su delicado equilibrio, de lo cual depende la continuidad de las formas de vida y su futuro, en una Tierra cada vez más poblada.

El estado del tiempo ha sido tradicionalmente tema de conversación entre personas que se encuentran en forma casual, en el presente, ante la importancia de los cambios atmosféricos y climáticos que se observan y prevén para el futuro, se puede decir "dejémonos de cosas intrascendentes y hablemos del tiempo".

El análisis y predicción del tiempo, el conocimiento de las estructuras atmosféricas, los cambios climáticos, la evolución de ciclones y borrascas etc. requieren de las más avanzadas metodologías matemáticas y físicas, por ello en los últimos decenios la Meteorología se ha renovado profundamente, incorporando como instrumentos esenciales el uso de satélites y computadoras.

Para la previsión del tiempo a corto y largo plazo se recurre a las observaciones directas, las estadísticas, el radar, señales de satélite y a la informática. Contribución importante son los datos que proporcionan las boyas oceánicas que flotan a la deriva y las estaciones automáticas que funcionan en los hielos polares y regiones inaccesibles que transmiten información al paso de los satélites. De esta manera se conoce la temperatura de los océanos, la cantidad de ozono atmosférico, el espesor de los glaciares, la evolución y desplazamiento de los ciclones y con ello poder prevenir grandes desastres.

Todos estos adelantos en la exploración de la atmósfera nos revelan la importancia de su conservación y las nefastas consecuencias si se sigue contaminando (sobre calentamiento de la Tierra, destrucción de la capa de ozono etc.) así mismo ha sido causa de que se despierte el interés general por saber que pasa en la atmósfera.

Las publicaciones sobre Meteorología generalmente son muy técnicas dedicadas a los especialistas de la materia y son pocas las accesibles para los que se inician en su estudio. Especialmente en México son escasos los libros de Meteorología de carácter introductorio que no sean de simple divulgación sino que establezcan las bases para que el lector entienda de manera clara y sencilla la complejidad de los fenómenos atmosféricos, de ahí que haya surgido la idea de escribir la presente obra.

Objetivos específicos.

Su principal objetivo es auxiliar a los estudiantes de Geografía, Meteorología, Climatología, Agricultura y Ciencias Naturales, y en general para todos los que se interesen en saber por qué hay zonas lluviosas y otras desérticas, cómo se origina un ciclón o cuáles son las causas de la circulación general del aire.

Aún cuando es un texto introductorio no se limita a la descripción de los fenómenos atmosféricos, sino que busca la comprensión de los procesos causa-efecto que los generan. Por su finalidad se recurre a la explicación de los fenómenos y pocas

veces a fórmulas matemáticas y físicas. La secuencia de los capítulos permite avanzar en el conocimiento con orden lógico al constituirse en antecedentes uno del otro.

La información que proporciona el texto posibilita realizar ejercicios y hacer investigaciones, documental y de campo según las necesidades de cada área de estudio, así mismo establece las bases para una futura profundización en los estudios meteorológicos.

Se consideró importante hacer referencia a la República Mexicana sobre los fenómenos atmosféricos y climáticos con base en información proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional.

Capítulo I. La ciencia Meteorológica

Nuestro planeta está rodeado por un gran océano de aire en cuyos niveles inferiores se desarrolla la vida. En esta mezcla de gases llamada atmósfera, ocurren fenómenos de diversos tipos: hidrometeoros como la lluvia, el granizo y la nieve; meteoros luminosos como el arco iris y los halos; electrometeoros como el rayo y otros. Todos ellos son objeto de estudio de la Meteorología.

La palabra Meteorología viene de las raíces griegas: meteoros-elevado en el aire y logos-estudio. Podemos definirla como la ciencia que estudia la estructura, estado y comportamiento de la atmósfera.

El estudio de los fenómenos atmosféricos reviste especial importancia porque nos afectan en todos los aspectos de nuestra existencia y porque nos permite comprender que es esencial para nuestra sobre vivencia no alterar sus delicados mecanismos de equilibrio ni su composición, porque eso significaría la destrucción de la vida en el planeta.

A) Desarrollo histórico

La Meteorología es una de las ramas de las ciencias físicas que durante mucho tiempo ha tenido como base de sus investigaciones la observación, no la experimentación.

Los fenómenos atmosféricos fueron conocidos empíricamente por el hombre desde los tiempos más primitivos, este conocimiento fue mejorando a medida que avanzaba la civilización y ya en el Siglo V A.C. los griegos elaboraban sus parapegmas, que eran calendarios con observaciones meteorológicas para determinados días del año.

Posteriormente el conocimiento derivado de los fenómenos atmosféricos fue condensándose en refranes que pasaban de generación en generación y de unos pueblos a otros como: "trueno en primavera traerá frío"; "cuando el Sol está en su casa pronto lloverá"; "Luna en su casa, pronto helará"

Se puede situar el inicio de la ciencia meteorológica en el Siglo IV A.C., durante el cual se hicieron las primeras observaciones sistemáticas de lluvia en la India y la observación de la dirección del viento con la construcción de las primeras veletas en el Siglo IX.*

Las primeras obras científicas fruto de las observaciones fueron: a) El primer Tratado de Meteorología Médica escrito por Hipócrates en el Siglo IV A.C. titulado "De las aguas, de los aires y de los lugares"; b) Aristóteles escribe en esa misma época el primer Tratado Sistemático de Meteorología, basado en sus propias observaciones llamado "Los Meteoros"; c) Teofrasto, discípulo de Aristóteles, escribe, más tarde "Sobre los vientos" y "Sobre los signos de la lluvia, los vientos, las tormentas y el buen tiempo"; d) En el Siglo II A.C. Galeno hizo un "Tratado de los temperamentos", en que establece una relación entre el clima, la situación geográfica y el carácter de los pueblos;

* Lorente, J. María. (25) pag's 271-278

e) Columela, en el primer Siglo de la Era Cristiana escribe "De Rústica" que contiene una calendario meteorológico y Lucio Séneca escribe "Cuestiones naturales", en gran parte dedicado a la Meteorología; f) En el Siglo VII todos estos conocimientos son compendiados por San Isidro de Sevilla en "De natura rerum".

La etapa inicial de la Meteorología científica abarca desde Galileo (1564-1621) hasta la invención del telégrafo eléctrico. En esta época se hacen generalizaciones sobre los fenómenos atmosféricos basándose en las observaciones con un enfoque crítico, además se inventan varios de los instrumentos meteorológicos.

- En 1592 Galileo hizo un termoscopio lleno de aire, que con una escala se convirtió en un termómetro primitivo, en 1639 Castelli hizo un pluviómetro, Fernando II Duque de Toscana construyó un termómetro de alcohol y en 1650 un higrómetro de condensación.
- En 1643 Torricelli construyó el primer barómetro de mercurio. En 1648 Perier, por indicación de Pascal, realiza la primera prueba experimental en Puy de Dome Francia, a 1465 m de altura, para comprobar que la presión atmosférica disminuye con la altura.
- Al inicio del Siglo XVIII Fahrenheit estableció su escala termométrica que adoptaron casi todos los países que usan el sistema inglés de medidas. En 1730 Reamur propone una escala que señala 0° para el punto de congelación del agua y 80° para el de ebullición. Fue usada por poco tiempo en Europa Central.
- En 1763 Celsius estableció su escala señalando 0° para el punto de ebullición del agua y 100° para el de congelación; Linné invirtió los términos siendo actualmente la escala de mayor uso
- En 1781 Six construyó un termómetro de máxima y de mínima.
- El primer anemómetro con un tubo de aspiración fue inventado por Pitot en 1732 y en 1783 De Saussure construyó el higrómetro de cello
- En el Siglo XVIII se inician las observaciones aerológicas lanzando termómetros instalados en cometas y también las observaciones de temperatura y presión en las ascensiones de globos.
- Al inicio del Siglo XIX el Almirante Beaufort estableció una escala de velocidad del viento basada en los efectos que produce en tierra y en el oleaje del mar.
- En 1825 August construyó el psicrómetro para determinar la humedad del aire.
- En 1837 Pouillet con un primitivo pirheliómetro determina la constante solar.
- En 1847 Vidie dio a conocer su barómetro anerode que se usa también en la construcción de altímetros
- Leverrier, en 1855 por encargo de Napoleón III, organizó por primera vez una sistema de observaciones para pronosticar con suficiente anticipación las

condiciones atmosféricas. Por esta época se comenzaron a trazar en los países más adelantados mapas sinópticos diarios.

- El invento del telégrafo y las comunicaciones inalámbricas estimularon y facilitaron el intercambio de información meteorológica. Al mismo tiempo que se inventaban aparatos, se fueron desarrollando las teorías meteorológicas.

- En 1860 Buys Ballot descubrió la "Ley básica de los vientos", o sea la relación entre los sistemas de presión y el viento con el lanzamiento de los globos sondas; de esta manera se inicia el estudio de las leyes termodinámicas de la atmósfera y se descubre la existencia de la estratosfera.

Otros investigadores como Ferrel, Goldberg y Helmholtz siguen profundizando en el conocimiento de la dinámica del aire, destacando los estudios del noruego V. Bjerkens sobre las masas de aire y los frentes, en los inicios del Siglo XX

Las dos guerras mundiales impulsaron los estudios aerológicos. Especialmente durante la Segunda Guerra Mundial, hubo la necesidad de trazar mapas sinópticos, no sólo de superficie sino también para diferentes alturas de la atmósfera, a partir de la información obtenida por radio sondas, globos piloto y con radar.

El meteorólogo sueco Rossby, basándose en esas observaciones, dio a conocer su esquema de circulación del aire, además ideó el método isentrópico de predicción del tiempo e impulsó el estudio de la química de la atmósfera.*

Los avances tecnológicos y de la ciencia que en este siglo han contribuido al desarrollo de la Meteorología son numerosos y se inician con la invención del radio que permitió ampliar el intercambio de información sobre el tiempo. Los más importantes a partir de la década de los años 30's son:

- Las radiosondas en 1930 permitieron conocer los fenómenos de la baja atmósfera
- El radar meteorológico, que permitió detectar y seguir la trayectoria de las tormentas y ciclones
- Las estaciones automáticas, que hacen observaciones y las transmiten desde regiones inhabitables
- Los cohetes meteorológicos que proporcionan observaciones directas de las capas altas de la atmósfera
- Computadoras electrónicas que procesando gran cantidad de información permiten la predicción del tiempo basada en cálculos numéricos
- Globos flotantes (aerostatos) con equipo miniatura de observación y transmisión para observaciones de la atmósfera libre

* Rossby, C. G. (43)

- Satélites meteorológicos (Nimbus y Goes) que proporcionan fotografías globales de día e imágenes en infrarrojo de noche, y sirven de base para la predicción del tiempo
- Satélites de telecomunicación que se usan para concentrar y difundir a escala mundial los datos meteorológicos y su análisis
- Computadoras capaces de procesar gran cantidad de datos y rehacer las ecuaciones de los modelos atmosféricos avanzados
- Sistema de satélites geoestacionarios o sincrónicos en que los satélites giran a la misma velocidad que la Tierra, colocados sobre el Ecuador a 3 600 Km. Son 5 satélites que observan las condiciones meteorológicas entre 50° grados de latitud norte y sur.

FIGURA 1.1 ESTACIÓN METEOROLOGICA AUTOMATIZADA

FIGURA 1.2 SATELITES GEOSTACIONARIOS

Actualmente giran en órbita alrededor de la Tierra 4 satélites con instrumentos y equipo de transmisión automática de fotografías, a una altitud comprendida entre 800 y 1000 Km, pasando por el polo Norte y el polo Sur. A medida que la Tierra gira cada punto de su superficie es observado 2 veces al día.*

En la investigación de la alta atmósfera se ha iniciado el uso de el LIDAR o sea la detección y focalización por la luz (Light Detection and Ranging). Consiste en un potente láser que genera un haz lumínico azul verdoso de 15 cm. de diámetro que permite transmitir hasta una frecuencia de 1 000 millones de megahertz con una gran precisión.

Cuando los fotones ascendentes encuentran un obstáculo como microcristales de hielo o gotitas de aerosoles, el haz las absorbe como puntos negros. El rayo regresa y es recibido por un espejo del telescopio emisor, la señal amplificada se digitaliza para ser analizada por computadoras, obteniendo información de densidad, temperatura, viento, partículas suspendidas etc. De esta manera se apoya el pronóstico del tiempo y se hace la cartografía del aire.

Por la naturaleza misma de la Meteorología se hace necesaria la colaboración de todos los países y a eso se debe que los procedimientos de observación respondan a normas universalmente adoptadas con el fin de que los resultados puedan ser comparables; y gracias a los modernos medios de comunicación, es posible conocer de manera continua las condiciones atmosféricas de gran parte del planeta.

Actualmente el número de estaciones terrestres son más de 9 500 y las móviles a bordo de buques, más de 7 000, además centenares de estaciones meteorológicas automáticas en boyas a la deriva en corrientes marinas

* OMNI. La Meteorología y la Transfrecuencia de Tecnología (37) pags 10-15

Vigilancia global meteorológica

La atmósfera debe estudiarse como un sistema físico único que requiere observaciones tridimensionales y a escala mundial.

Para unificar los procedimientos de observación y promover el intercambio de información meteorológica, en 1947 se fundó la Organización Meteorológica Mundial (OMN) que forma parte de la ONU y a la que pertenecen 128 países. Su sede está en Ginebra, Suiza, funciona con varias comisiones técnicas: Aerología, Climatología, Hidrometeorología, Instrumentos y Métodos de Observación, Meteorología Aeronáutica, Agrícola, Marítima y Sinóptica. Ha establecido normas internacionales para el uso de unidades, códigos de transmisión, claves, horas de observación etc.

La O.M.N. ha creado una red de observación mundial por medio de satélites meteorológicos con tres centros principales de pronóstico en Melbourne, Moscú y Washington que se difunde a todos los países.*

FIGURA 1.3 ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y CONTROL DE OZONO

B) Ramas de la Meteorología

La Meteorología se divide, según sus fines y métodos en varias ramas:

- La Meteorología Física que estudia los procesos netamente físicos que ocurren en la atmósfera como: radiación, temperatura, evaporación, condensación, precipitación etc.
- La Meteorología Dinámica que estudia los procesos físicos que dan lugar a las transformaciones de energía y movimientos que se generan en la atmósfera. Se subdivide en Termodinámica y Dinámica de la atmósfera. La primera estudia el efecto de las influencias térmicas causadas por la radiación solar y terrestre; y la segunda describe los movimientos resultantes.
- La Meteorología Estadística estudia la información meteorológica distribuida en el tiempo y el espacio, aplicando métodos estadísticos, para obtener valores medios, normales, frecuencias, distribuciones etc. sirve de base a la Climatología
- La Meteorología Sinóptica tiene por objeto el estudio coordinado de los procesos atmosféricos sobre la base de observaciones simultáneas provenientes de extensas regiones, su fin principal es analizar y pronosticar los fenómenos meteorológicos.

La Meteorología Sinóptica es, en consecuencia, la base científica de la técnica de predicción del tiempo por medio de la preparación y análisis de mapas del tiempo y diagramas aerológicos. Esta rama tiene especial importancia porque la predicción del tiempo tiene múltiples aplicaciones, en la navegación aérea y marítima, en la agricultura, en la industria y en múltiples campos de la actividad humana. Una correcta predicción del tiempo ayuda a salvaguardar vidas y bienes, evitando grandes desastres.

* OMM. Informe anual 1990 (35)

En relación con las aplicaciones de la Meteorología ésta se divide en varias ramas:

- La Meteorología Aeronáutica trata de la aplicación de esta ciencia en la navegación aérea.
- La Meteorología Marítima es la aplicación de la meteorología en los problemas de la navegación
- La Meteorología Agrícola trata de las aplicaciones de la meteorología en la agricultura, conservación de suelos etc
- La Meteorología Industrial estudia las relaciones entre las condiciones atmosféricas y la actividad industrial
- La Meteorología Médica se ocupa de la influencia que el estado del tiempo y el clima ejercen sobre el organismo humano.

Según la escala a que se realice el estudio meteorológico se puede subdividir en: macrometeorología mesometeorología y micrometeorología.

C) La Meteorología y la Climatología

La Meteorología como ciencia se ocupa de las leyes que rigen los cambios atmosféricos, como temperatura, evaporación, humedad etc. y de los fenómenos de carácter físico-químico y biológico. Además de ciencia física tiene carácter geográfico por la distribución en el espacio de los fenómenos atmosféricos, ya que su variación tiene estrecha relación con las características del lugar.

La Meteorología y la Climatología son disciplinas que comparten el mismo objeto de estudio que es la atmósfera; pero difieren en cuanto al objeto formal, esto es, su orientación y método son distintos.

La Meteorología estudia las causas, estructura, naturaleza, evolución y relación de los fenómenos atmosféricos así como las condiciones dominantes en un período corto que es el llamado "Tiempo Meteorológico"

La Climatología es en cambio, una ciencia que requiere de la información de cada una de las variables meteorológicas correspondiente a grandes períodos de tiempo para obtener valores medios, normales, frecuencias etc. que permitan detectar y apreciar la interrelación de los fenómenos atmosféricos con la geografía del lugar y así determinar el clima.

Los mapas meteorológicos del tiempo o sinópticos se elaboran con información del momento presente, producto de la concentración de datos de una amplia área geográfica en los que aparecen trazadas las isobaras y ocasionalmente las isotermas, para conocer el tiempo reinante y hacer la predicción del mismo.

En los mapas climáticos se trazan isolíneas de temperatura, de presión atmosférica, de vientos, o de precipitación, utilizando valores medios obtenidos por

procesamiento de la información de muchos años. Dichas isolíneas son casi invariables a lo largo de los años

El carácter geográfico de la Climatología se destaca al observar un mapa de isotermas; si la superficie de la tierra fuera homogénea, dichas isolíneas serían casi paralelas al Ecuador geográfico, pero como en realidad la Tierra es heterogénea, sus trazos se apartan del paralelismo al pasar de los océanos a los continentes y en estos últimos también varía su trazo por influencia del relieve, vegetación, cuerpos de agua etc.

En los mapas sinópticos también se aprecia que los fenómenos atmosféricos observados en un momento dado están influenciados por las características del lugar: latitud, altitud, etc.

La Climatología se interesa además en el futuro: por ejemplo, los modelos numéricos elaborados por los climatólogos que participan en programas internacionales de investigación, prevén una disminución de la capa de ozono y un calentamiento general del planeta, si no se toman las medidas adecuadas en el presente para evitar una catástrofe en el futuro.

FIGURA 1.4 REGIONES DE LA ORGANIZACION METEOROLOGICA MUNDIAL

Capítulo II. La Atmósfera

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea a la Tierra, el nombre proviene de las raíces griegas atmos: vapor de agua y sphaira: esfera. Bajo la acción simultánea de la atracción terrestre, que la retiene sobre el planeta y la de su propia fuerza expansiva, que tiende a difundirla hacia el espacio; el aire tiene una densidad relativamente grande en las capas más bajas, comprimidas por el peso de las que están encima, y una densidad decreciente al aumentar la altura, llegando a un enrarecimiento extremo en su límite superior.

A) Propiedades físicas y químicas

Las propiedades físicas más importantes de la atmósfera son:

- Movilidad. El aire se encuentra en constante movimiento
- Compresibilidad. La presión de la atmósfera varía proporcionalmente a la densidad y temperatura de la misma
- Expansibilidad. Al disminuir la presión aumenta la porción del aire.
- Transparente, incolora e inodora
- Diatermancia. Es transparente a las radiaciones solares
- Tiene la forma de la Tierra, es decir, aplastada en los polos y ensanchada en el Ecuador

En la atmósfera se producen además fenómenos químicos como la oxidación y la combustión

B) Composición del aire

La atmósfera es una mezcla gaseosa, no una combinación, ya que sus componentes no reaccionan químicamente entre sí. Pueden dividirse en permanentes y accidentales

Permanentes	Nitrógeno	78%
	Oxígeno	21%
	Argón	0.94%
	Anhidrido Carbónico	0.03%
	Gases raros: neón, helio, criptón, xenón	
Accidentales	Vapor de agua	
	Hollín	
	Polvo	
	Sales marinas	
	Cenizas volcánicas	
	Impurezas en general	

El nitrógeno ocupa más del 78% del volumen del aire (78.03), es un elemento esencial para la vida vegetal, aunque sean pocas las plantas que puedan asimilarlo en

estado libre. Es un gas inactivo, no se combina con otros elementos químicos si no es por la intervención de una energía externa, como las descargas eléctricas, las cuales provocan la combinación del nitrógeno. Los productos resultantes son llevados por la lluvia al suelo, nitrogenándolo.*

Al oxígeno corresponde aproximadamente el 21% del volumen del aire, (20,99). Es una gas activo y su combinación con otras sustancias químicas hace posible la realización de los procesos que sustentan la vida. Además, sólo en un medio con oxígeno es posible la combustión. Al combinarse con el hierro produce la oxidación.

El anhídrido carbónico representa el 0.03% del aire, proviene principalmente de la descomposición de la materia orgánica animal y vegetal.

El oxígeno del aire, transportado por la sangre a todo el cuerpo quema los hidratos de carbono de los alimentos y produce bióxido de carbono que por la respiración regresa a la atmósfera.

La concentración de anhídrido carbónico (bióxido de carbono) es variable cerca del suelo. En las ciudades y zonas industriales es elevado como resultado de la combustión y es mayor en la noche que en el día debido a que en las horas de insolación la fotosíntesis de las plantas transforma el bióxido de carbono en oxígeno

El argón, es una gas inerte presente en 0.94% en la atmósfera.

FIGURA 2.1 GRÁFICA DE LOS COMPONENTES DEL AIRE

Los gases raros: neón, criptón, radón, helio y xenón, están presentes en cantidades pequeñísimas, son químicamente inertes. Tienen una propiedad de gran utilidad, a baja presión, casi en el vacío, se vuelven incandescentes bajo el estímulo de la corriente eléctrica. Los rótulos luminosos de gas neón son un ejemplo.

Vapor de agua. La atmósfera nunca está completamente seca, siempre contiene vapor de agua en proporciones variables, siendo mayor en las regiones tropicales marítimas que en las continentales.

El vapor de agua proviene de la evaporación de las superficies líquidas y de la transpiración de los vegetales. Su presencia en el aire provoca importantes cambios en el estado del tiempo. Cuando el vapor de agua pasa al estado líquido o sólido, regresa a la Tierra en forma de rocío, lluvia, nieve o granizo.

Los componentes accidentales del aire son aquellos que no siempre se encuentran en la atmósfera como: hollín, polvo, sales, cenizas etc.

El polvo procede principalmente de los desiertos y estepas, las partículas más finas son arrastradas por el viento a grandes distancias. El aire tropical contiene más polvo que el de origen polar.

* Torres Ruiz. (49) pag 72

El hollín se produce por el incendio de bosques, erupciones volcánicas y por la combustión en las zonas industriales.

Las sales que contiene el aire se deben a que el viento levanta la espuma del oleaje y cuando se evapora el agua, quedan las sales flotando en el aire en forma de finísimas partículas.

Estas impurezas no sólo tienen importancia para la visibilidad sino también porque sirven de núcleos higroscópicos en la producción de lluvia.

El aire contiene además ozono, el cual se forma y se destruye en la estratosfera por fenómenos fotoquímicos. Una molécula de oxígeno O_2 se disocia en oxígeno atómico cuando absorbe radiación ultravioleta de menos de 2 400 Å, al chocar una molécula de oxígeno y un átomo de oxígeno, se forma el ozono (O_3).



La capa de ozono estratosférico, que tiene un espesor aproximado de 20 Km, absorbe gran parte de las radiaciones ultravioleta provenientes del Sol, las que si llegaran a la Tierra además de producir cáncer en la piel, cataratas en los ojos y destrucción de algunas formas de vida, causarían alteraciones climáticas. Desde 1974 se descubrió que dicha capa está siendo destruida por la emisión de clorofluorocarburos (CFC) que se utilizan en los productos en aerosol. En 1987 el satélite Nimbus detectó sobre la Antártida una disminución en un 3% de la capa de ozono.*

FIGURA 2.2 FOTO DE SATELITE DE ZONAS POLARES.

El ozono de la Troposfera. El aire cerca del suelo, también contiene ozono de 2.3 a 2.4 miligramos por cada 100 m³ de aire, que se forma debido a la acción de los rayos solares sobre los óxidos de nitrógeno e hidrocarburos, productos ambos de la combustión.

Este ozono de la baja Troposfera en altas concentraciones es nocivo para la vida por ser muy oxidante

La composición de la atmósfera permanece constante hasta unos 20 Km. de altura, a partir de aquí disminuye el oxígeno y la proporción de helio, y más arriba la de hidrógeno. La cantidad de ozono aumenta desde el nivel del suelo hasta 25 o 30 Km. de altura en donde llega a su máxima concentración. A unos 200 Km. en la ionosfera, el nitrógeno disminuye rápidamente y aumenta la proporción de oxígeno, pero ya no en forma molecular (O_2), sino en disgregación atómica (O) de tal manera que probablemente haya 21% de nitrógeno y 79% de oxígeno, en una atmósfera muy enrarecida, con una presión barométrica insignificante

* Walker, James (51) pag 23

Limite y color de la atmósfera

El aire posee una densidad relativamente grande en las capas bajas, comprimidas por el peso de las que están encima y una densidad cada vez menor al aumentar la altitud. Como el aire está compuesto de moléculas de distinto peso, a medida que se enrarece con la altitud, sólo van quedando moléculas de los gases más ligeros hasta que incluso éstos logran alcanzar la velocidad de escape de la Tierra, perdiéndose en el espacio.

Debido a esta progresiva disminución de la densidad, no se puede determinar el espesor o altura de la atmósfera sino únicamente señalar a que altura se producen determinados fenómenos o cuál es el valor de su densidad.

Nuestra atmósfera se extiende hacia afuera, hasta el límite del campo magnético terrestre, o sea hasta la Magnetopausa, la cual se localiza a unos 10 radios terrestres aproximadamente. Dentro de este límite las partículas de aire con carga eléctrica son atrapadas por la Tierra de un modo más o menos permanente.

FIGURA 2.3 VIENTO SOLAR Y CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Las capas inferiores de la atmósfera se mantienen sobre el planeta por la gravedad, en cambio las capas exteriores están aprisionadas por fuerzas magnéticas, en consecuencia el límite exterior de la atmósfera, está determinado por la interacción del viento solar y el campo magnético terrestre. *

El color de la atmósfera en los niveles inferiores se ve de color azul y a medida que aumenta la altura pasa del azul oscuro al violeta y finalmente al negro donde el Sol brilla con un blanco resplandeciente. Este fenómeno se debe a que las partículas del aire dispersan la luz solar como un prisma, en una gama de colores que van del violeta al rojo. Como el número de partículas grandes (gotas de agua, polvo etc), es mayor en los niveles inferiores de la atmósfera, la dispersión es mayor por lo que el cielo aparecerá más claro junto al suelo y a mayor altitud de un azul más intenso

Los rayos luminosos al chocar con las partículas del aire realizan un movimiento de zig zag antes de llegar al suelo, de ahí que la luz parece venir de todos lados como una fina lluvia.

Debido a que las ondas más cortas, en este caso las azules y violetas, son las que más se desvían, al difundirse en todas direcciones dan al cielo una coloración azulada. En cambio los rayos rojos y amarillos son los que experimentan menos difusión de tal manera que el Sol se observa con una coloración amarilla y rojiza a su salida y puesta, cuando atraviesa el mayor espesor de la atmósfera. **

A grandes alturas, la escasez de partículas ya no causan esta desviación por lo que el manantial de luz queda concentrado en el Sol y el cielo aparece negro.

* Pettersen, Sverre (41) pags 58-59

** Fontseré, Eduardo (15) pag 55

C) Capas de la Atmósfera

Basándose principalmente en la temperatura, se distinguen las siguientes capas atmosféricas: Troposfera, Estratosfera, Mesosfera y Termósfera o Ionosfera. El límite de cada una de ellas está definida y se llama pausa: Tropopausa, Estratopausa, etc. Su altura varía con la latitud y la estación del año.

FIGURA 2.4 CAPAS DE LA ATMÓSFERA

Troposfera *

La Troposfera (del griego thropos=cambio) es la capa que está en inmediato contacto con la superficie de la Tierra. La baja atmósfera está dominada por las fuerzas de gravedad, presión y la radiación visible del Sol. Sus características principales son:

- Es la capa más densa de la atmósfera, en ella se concentra las tres cuartas partes del aire
- Contiene casi todo el vapor de agua atmosférico
- La temperatura disminuye con la altura, aproximadamente 0.6 °C por cada 100 m. en aire húmedo y 1°C/100 m. en aire seco. A esta disminución se le llama Gradiente Vertical de Temperatura.
- Se producen movimientos convectivos, es decir, corrientes ascendentes de aire, originadas principalmente por el calentamiento de las capas bajas del aire. Es una capa muy inestable.
- Debido a las características anteriores, todos los fenómenos meteorológicos se producen en ella
- Se localiza la Biosfera entre 0 y 4 Km. de altitud. Es la zona en que se desarrolla la vida por reunir condiciones adecuadas de temperatura, humedad y densidad del aire
- La Troposfera tiene como límite superior la Tropopausa que se localiza a 17 Km. de altura en la zona ecuatorial y a 8 Km. en las zonas polares. Se considera como altura media la de 12 Km.
- En el borde superior de la Troposfera la temperatura es de 50°C bajo cero aproximadamente

Tropopausa

Es la zona que divide a la Troposfera de la Estratosfera. Es de muy poco espesor por lo que sólo es una capa de transición. Sus características son:

- Es absolutamente estable

* Dobson, G.M.B. (13) pags 36-38. Dercé, E. (12) pags 138-139

- La temperatura cesa de disminuir con la altura manteniéndose constante
- Los vientos alcanzan grandes velocidades pero como el aire tiene escasa densidad, su efecto es poco perceptible.

Estratosfera

En esta capa tiene especial importancia la radiación ultravioleta, sus características son las siguientes:

- Está formada por estratos de aire con poco movimiento vertical por lo que es estable
- La temperatura empieza a aumentar con la altura llegando a 30°C a los 35 Km. aproximadamente, debido a los procesos fotoquímicos que ahí se producen.
- En ese nivel se localiza la capa de ozono que actúa como pantalla contra la dañina radiación ultravioleta. Por las reacciones químicas que se producen, algunos designan a esta zona Quimiósfera u Ozonósfera
- Tiene poco vapor de agua por lo que no se origina nubosidad ni otros fenómenos ligados a la humedad
- El límite superior de la Estratosfera se denomina Estratopausa y se localiza a 50 Km. de altitud aproximadamente.

Mesosfera

A partir de la Estratopausa se inicia la Mesosfera donde todavía actúan las fuerzas de gravedad, presión y los rayos ultravioleta. Sus características son:

- El aire es muy seco. La radiación solar disocia las escasas moléculas de vapor existentes
- A partir de los 50 Km., su límite inferior, la temperatura comienza a disminuir rápidamente hasta llegar a 110°C bajo cero en su límite superior
- Se producen movimientos turbulentos sobre la capa de aire caliente de la Estratosfera
- Se han detectado bandas de ácido nítrico
- El aire está muy enrarecido
- Su límite superior, la Mesopausa, se localiza a unos 80 Km

FIGURA 2.5 DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA

Ionosfera *

En la alta atmósfera predomina la influencia del campo magnético, la radiación corpuscular del Sol y los campos magnéticos producidos por corrientes eléctricas. La ionosfera es una masa de gases neutros e ionizados cuyas características principales son las siguientes:

- Se localiza entre los 80 y los 500 Km. aproximadamente.
- Las moléculas de los gases están disociadas en átomos y ya no tiene densidad suficiente para proteger de la acción ardiente de los rayos solares, por lo que un ser vivo ardería de un lado y se congelaría del lado de la sombra.
- La energía de los rayos ultravioleta de longitudes de onda menores de 1 800 Å, son absorbidos por el oxígeno molecular de tal manera que no penetran más allá de 100 Km. Lo mismo pasa con los rayos X que son de longitud de onda más corta. Al absorber el aire estos rayos ultravioleta, sube su temperatura e irradia calor en infrarrojo con el mismo ritmo que absorbe la energía ultravioleta, lo que explica las altas temperaturas de la ionosfera.
- La temperatura aumenta hasta 800°C a 200 Km de altura y llega a 1 500°C en el límite superior de ésta capa, por lo que también se le llama Termósfera.
- Los rayos solares actúan sobre los átomos desprendiéndoles electrones, cuando esto ocurre, en el átomo predomina la carga positiva del núcleo, así el átomo se convierte en un ion con carga positiva. De ahí la denominación de ionosfera (ion=errante).
- Debido a las bajas presiones que hay en la alta atmósfera, los procesos de ionización son muy activos, de lo cual resultan altas concentraciones de electrones libres.
- Se distinguen varias capas eléctricamente cargadas que reflejan las ondas de radio y permiten la recepción de onda corta. Las más importantes son:
 - La capa D, que es la más baja, refleja las ondas de radio de baja frecuencia y sólo está presente durante las horas de insolación.
 - La capa E, o de Kennelly-Heaviside, se encuentra entre 100 y 130 Km. está bien definida y es fuertemente reflectora
 - La capa F o Appleton se localiza a 200 Km aproximadamente, a veces se fracciona en capas difusas. Tiene especial importancia en las transmisiones de radio a larga distancia.
- En la ionosfera se producen las auroras boreales o australes, que se observan a altas latitudes. La causa de ellas es el paso de una corriente de electrones de

* Petterssen, S. (44) pags 71-74

oxígeno solar a través de la alta atmósfera y al chocar éstos con los átomos de aire enrarecido, se produce el resplandor. La producción de auroras polares está ligada al magnetismo terrestre y a las fulguraciones solares y por ello con la variación de las manchas solares. *

Exósfera

Se localiza a partir de los 500 Km de altitud, tiene tan escasa densidad que rara vez se producen colisiones entre las partículas a pesar de su desplazamiento a gran velocidad

Algunas se elevan y después caen, otras se ponen en órbitas alrededor de la Tierra y otras escapan al espacio interplanetario. Esto ocurre con las partículas neutras, en cambio los movimientos de las partículas que poseen una carga eléctrica es decir, los iones y protones, están controlados por el campo magnético de la Tierra

Magnetósfera **

Se extiende desde unos 500 Km. hasta la Magnetopausa. Está constituida por las "trampas magnéticas" llamados cinturones magnéticos de Van Allen. Son dos envolturas en forma de riñón que rodean ecuatorialmente a la Tierra y están formadas por electrones y protones captados por el campo magnético terrestre. En la zona exterior hay electrones y en el interior protones de gran energía.

El cinturón interno se localiza a 900 Km aproximadamente y el cinturón externo dista en la región ecuatorial de 3 a 4 radios terrestres

Su comportamiento general, está gobernado por el campo magnético terrestre y la radiación corpuscular del Sol.

FIGURA 2.6 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El viento solar o plasma (tempestades magnéticas) contornea el campo magnético terrestre, lo aplasta a barlovento, que es el frente de choque, y lo estira a sotavento, como una cola magnética. (Figura 2.3)

* Durand, D. (14) pag 49

** Pettersen, S. (41) pag 78

Capítulo III. Radiación solar

El Sol es la estrella del sistema planetario fuente de las radiaciones calóricas y otras formas de energía que influyen en el estado de nuestra atmósfera.

Se localiza aproximadamente a 150 millones de kilómetros de distancia de la Tierra. La temperatura, en su núcleo, se calcula en 15 000 000 °C y su densidad es 10 veces mayor que el mercurio. La fuente de su energía se debe a procesos termonucleares que consisten principalmente en la transformación de hidrógeno en helio lo que produce una liberación de gran cantidad de energía, suficiente para reemplazar la que el Sol cede por radiación al espacio. Esta energía origina violentos choques entre las partículas produciéndose vibraciones llamadas ondas electromagnéticas cuya velocidad de propagación es de 300 000 Km. por segundo.

Teniendo en cuenta que el 50% de la masa solar es hidrógeno, significa que podrá mantener su actividad mucho tiempo. Algunos astrónomos calculan que el decrecimiento de su energía se producirá dentro de unos 10 mil millones de años

Del núcleo del Sol hacia la superficie, se produce una rápida disminución en densidad y temperatura. La capa superficial llamada Fotosfera, esfera de luz, es de poco espesor. Su temperatura es de 6 000°C en la parte superior y es la que irradia la parte visible del espectro. Esta radiación visible llega a la atmósfera terrestre sin gran alteración.

Sobre la Fotosfera, se encuentra una capa de gases que por su color ligeramente rosado se le llama Cromosfera, es la atmósfera solar. Más allá de la Cromosfera se extiende la Corona Solar, a varios millones de Km por el espacio. Por su altísima temperatura se observa como una aureola luminosa. Edlen descubrió en 1940 que la corona es un plasma a alta temperatura. El plasma es una mezcla de protones y electrones, tiene la propiedad de poder ser contenido sólo en campos magnéticos, como su comportamiento es distinto al de los gases, se le ha llamado el cuarto estado de la materia.

De la Cromosfera y Corona inferior, brotan enormes geysers de gases, como llamaradas llamadas protuberancias o fulguraciones solares que llegan a más de 200 000 Km. de altura y van acompañadas de emisiones de ondas de radio, de rayos X, de partículas electrizadas y otras radiaciones que llegan más allá del sistema planetario.

El campo magnético de la Tierra nos protege de éstas radiaciones pero las partículas de mayor velocidad lo atraviesan y nos llegan como rayos cósmicos solares. Otras partículas desviadas por el campo magnético producen perturbaciones en la alta atmósfera, originando las auroras boreales y tempestades magnéticas que alteran las comunicaciones telegráficas y telefónicas. El exceso de energía arrojado por las fulguraciones solares, produce ráfagas que se propagan hacia el espacio a gran velocidad, de 250 a 600 Km/seg y en periodos de gran actividad solar probablemente a 1 000 Km/seg. A éste fenómeno Biermann le llamó "flujo de plasma" y Parker "viento solar".

El límite exterior de nuestra atmósfera está determinado por la interacción del viento solar con el campo magnético terrestre, el cual termina en la Magnetopausa que se localiza a unos 10 radios terrestres de distancia, en periodos no perturbados.

A) Energía radiante *

La energía que emiten todos los cuerpos cuya temperatura sea superior al cero absoluto ($0^{\circ}\text{K} = -273^{\circ}\text{C}$) se llama energía radiante, se propaga por ondas electromagnéticas a la velocidad de 300 000 Km/seg. De acuerdo con la temperatura varía la longitud de onda, la frecuencia y la intensidad.

La descomposición de la energía proveniente del Sol recibe el nombre de espectro electromagnético constituido por una gama de longitudes de onda.

La longitud de onda se mide en micrones, es decir en milésimas de milímetro, unidad que se designa con la letra griega μ . También se usa el angstrom (\AA) que equivale a una diez milésima de micra.

Cuadro 3.1 Unidades para medir la longitud de onda

$$\begin{aligned} 1\mu &= 10^{-4} \text{ cm} = 0.001 \text{ mm} \\ 1\text{\AA} &= 10^{-8} \text{ cm} = 0.0000001 \text{ mm} \\ 1\text{\AA} &= 10^{-4} \mu \\ 1\mu &= 10\,000 \text{\AA} \end{aligned}$$

Lo que llamamos luz visible no es sino una angosta franja del espectro completo de radiación, constituido de la forma siguiente: **

Cuadro 3.2 Longitudes de onda de la radiación visible

Color	Longitud de onda
Violeta.....	$0.4\mu = 4\,000 \text{\AA}$
Añil	
Azul	
Verde	$0.5\mu = 5\,000 \text{\AA}$
Amarillo	
Anaranjado	
Rojo	$0.7\mu = 7\,000 \text{\AA}$

Al descomponerse la luz, la radiación violeta es de 0.4μ aproximadamente, y la del rojo es de 0.7μ . Fuera de estos extremos quedan las radiaciones que no son percibidas por el ojo humano: las calóricas o infrarrojas que son de onda más larga que el rojo (mayor de 0.7μ) y los ultravioletas que son de onda más corta que el violeta (menor de 0.4μ).

* Hufty, A. (20) pags 37-43

** Peiterssen, S. (41) pag 79

Ejemplo: Si calentamos una pieza de metal comienza a emitir una radiación invisible para el ojo humano, pero que es percibida como calor. Esta radiación emitida a temperatura relativamente baja por longitudes de onda larga, se denomina "radiación de baja temperatura" o "radiación infrarroja" porque su longitud de onda es mayor que la del rojo visible

Al aumentar la temperatura del metal, éste adquiere un color rojo pálido (radiación visible) que pasa lentamente al blanco, aumentando la intensidad luminosa. El cambio de color se debe a que la longitud de onda va disminuyendo y se llama "radiación de alta temperatura" o "radiación de onda corta".

La atmósfera es como una ventana al espacio, transparente para la luz visible pero opaca para las radiaciones ultravioleta por la presencia de la capa de ozono, y para las radiaciones infrarrojas por la absorción que efectúa el vapor de agua y bióxido de carbono.

Cuadro 3.3 Ventana atmosférica de la radiación solar

		Longitud de onda	
↑ 99%	9% Radiación ultravioleta	0.1 μ = 1 000 Å	A t m o s f e r e n c i a
		0.2 μ = 2 000 Å	
		0.3 μ = 3 000 Å	
	45% Radiación visible	0.4 μ = 4 000 Å	
		* 0.5 μ = 5 000 Å	
		0.6 μ = 6 000 Å	
		0.7 μ = 7 000 Å	
		0.8 μ = 8 000 Å	
		0.9 μ = 9 000 Å	
		1.0 μ =10 000 Å	
	46% Radiación infrarroja	2.0 μ =20 000 Å	
		3.0 μ =30 000 Å	
		4.0 μ =40 000 Å	
		5.0 μ =50 000 Å	

* Máxima intensidad de radiación

El vapor de agua, el bióxido de carbono, polvo y otras impurezas, absorben longitudes de onda mayores a 0.8 μ , por lo tanto existe transparencia atmosférica en la banda de 0.3 μ a 0.8 μ . A este rango se le llama "Ventana atmosférica de la radiación solar", porque dentro de estas longitudes llega la radiación solar a la superficie de la Tierra.

Diatermancia

Debido a que la temperatura de la superficie solar es de 6 000 °C y el promedio de la temperatura de la superficie terrestre es de 20 °C aproximadamente, se producen dos tipos de radiación, la radiación entrante o solar que es de onda corta y la radiación saliente o terrestre que es de onda larga. La atmósfera se caldea principalmente por las radiaciones de onda larga que emite la Tierra. La propiedad del aire de no absorber apenas la energía calórica de los rayos solares, se denomina diatermancia y es muy

importante en Meteorología.

El aire seco es muy diatérmico o transparente para las radiaciones del espectro visible y poco diatérmico para las radiaciones del infrarrojo; el vapor de agua (nubes) es transparente para las radiaciones visibles y no diatérmico para radiaciones del rojo y del infrarrojo, por esta razón gran parte del calor que emite el suelo es retenido por las capas nubosas y reemitido por las bases de las mismas (radiación difusa).

FIGURA 3.1 RADIACIÓN DIRECTA Y DIFUSA

La radiación solar K aumenta con el ángulo de elevación (β) del Sol, y con la transparencia de la atmósfera (p) expresándose dicha relación como sigue: *

$$K(\beta, p) = K_0 p \cos \beta$$

donde: K_0 = constante solar = $1.35 \text{ Km} \times \text{M}^2$

La radiación directa (S) en una superficie horizontal está dada como:

$$S = K_0 \sin \beta$$

B) Balance calórico

La radiación de onda corta que llega a nuestro planeta, atraviesa la atmósfera sin gran absorción (diatermancia). Los rayos interceptados por las nubes se reflejan al espacio en gran parte y otra parte es reflejada por la superficie de la Tierra y el polvo del aire. A esta parte de energía solar que es reflejada al espacio se llama albedo y su magnitud varía según las materias reflectoras. Se estima que el promedio de albedo de la tierra es de 40%, un 17% de la radiación incidente es absorbido en la atmósfera (depleción) y solo el 43% es absorbido por la superficie terrestre (insolación), por lo tanto sólo 60% de la radiación solar entrante es térmicamente efectiva.

Si esta cantidad de calor se aplicara en calentar la atmósfera, su temperatura aumentaría entre 1.0 y 1.5°C al día, modificando el clima, pero esto no ocurre porque hay una pérdida de casi igual magnitud en forma de radiaciones de onda larga que regresan al espacio por la ventana infrarroja. **

Radiación terrestre

La superficie terrestre pierde calor en 2 flujos de energía saliente: la que escapa al espacio por la ventana infrarroja y la que va subiendo de una capa a otra por absorción y radiación sucesivas.

Se llama ventana infrarroja o de radiación oscura de la atmósfera, al intervalo de longitud de onda entre 8.5 y 11 μ que son irradiadas al espacio.

La capacidad de un gas de absorber y remitir radiación varía con la longitud de onda. A mayor longitud de las señaladas, la radiación saliente es absorbida por completo

* Marin, R. (27) pags 30-38

** Lorente, J.M. (25) pags 23-27

por el vapor de agua y el bióxido de carbono de la atmósfera y remitida a Tierra en ondas de gran longitud que son de temperaturas más bajas. De esta manera el aire se mantiene más caliente cuando hay nubes, acentuándose el efecto de invernadero por el calor que la base de las nubes envía a la superficie.

La atmósfera nos protege de las radiaciones de onda corta reflejando gran parte de ellas al espacio y absorbiendo, las capas altas, parte de los rayos ultravioleta; las capas inferiores, ricas en vapor de agua, nos protegen de un excesivo enfriamiento conservando parte de la radiación calórica saliente.

Si no tomar en cuenta esta transferencia de calor, se puede afirmar que hay un equilibrio aproximado entre la radiación entrante absorbida y la radiación saliente.

Según la Ley de Stefan la radiación saliente es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta o sea, que la temperatura es proporcional a la raíz cuarta de la radiación:

$$R_s = T_a^4 \quad T_a = \sqrt[4]{R_s}$$

FIGURA 3.2 RADIACIÓN ENTRANTE Y SALENTE

Constante Solar

La radiación que recibe un cm^2 en el límite superior de la atmósfera es de 1.94 calorías por gramo por minuto. A esta cantidad se llama "constante solar" aunque en realidad es variable en un 10% según las estaciones y tiene fluctuaciones en períodos de 10 días según el número de manchas solares. Se calcula que la superficie terrestre recibe diariamente un promedio de 720 calorías gramo por cm^2 .*

En la República Mexicana los valores diarios en un día sin nubes en verano varía de 500 a 700 cal-gr/cm^2 .

El caldeoamiento de la superficie terrestre no sólo depende de esta radiación solar directa, también interviene la radiación difusa y la contrarradiación.

Cuadro 3.4 Radiación solar en el suelo, directa mas difusa

Zona desértica	200 a 220 Kcal/ cm^2 /año
Bosque tropical lluvioso	120 a 160 Kcal/ cm^2 /año
Latitudes medias	80 a 120 Kcal/ cm^2 /año
Regiones polares	70 Kcal/ cm^2 /año

Se llama radiación difusa a la parte de energía solar que es dispersada, por reflexión difusa, en las partículas de la atmósfera. En las altas latitudes esta radiación indirecta representa un 25% o más de la radiación directa. El flujo de radiación difusa (D) es influenciado por el tipo y cantidad de nubes, es mayor a medio día con la presencia de Ac y As y disminuye si hay Nb o St

* Mann, R. (27) pags 40-42

El calor que irradia la Tierra en longitud de onda larga es absorbido casi en su totalidad por la atmósfera, especialmente cuando es alto el contenido de vapor de agua. Al calentarse el aire, las capas bajas a su vez envían una radiación oscura hacia el suelo que se llama contrarradiación. Debido a la radiación difusa y a la contrarradiación, el aire no se enfría considerablemente en la noche.

FIGURA 3.3 RADIACIÓN EN LA REPÚBLICA MEXICANA

FIGURA 3.4 NÚMERO DE DÍAS NUBLADOS ANUALES

Insolación de la República Mexicana

Insolación es el periodo de tiempo durante el cual los rayos solares calientan la superficie terrestre. Para conocer la distribución de la insolación en la República Mexicana, se debe tener en cuenta el número de días despejados y nublados que anualmente se registran en todo el territorio.

La mayor insolación se registra en el NW y N de la República principalmente en Baja California, Sonora y Chihuahua. Disminuye hacia la Altiplanicie y es menor en la costa del Golfo de México donde el número de días nublados es elevado.

C) Aprovechamiento de la energía solar *

Desde épocas remotas se trató de utilizar la energía solar, por ejemplo: mediante espejos se producía fuego que se empleaba en la explotación de las salinas en el proceso de evaporación. Actualmente se considera a la energía solar como la fuente energética del futuro por ser un recurso inagotable que no contamina y que es económico. Se calcula que el Sol irradia tanta energía en 15 minutos como la que consume la humanidad en un año, su captación y almacenamiento son los retos tecnológicos que deben resolverse a corto plazo en vista del agotamiento de los combustibles fósiles y los crecientes costos de exploración y explotación.

La utilización de la energía solar es variada, desde el simple calentamiento del agua para uso doméstico e industrial, producción de aire caliente para el secado de semillas, hasta la producción de energía eléctrica, fusión de metales etc.

Los países que más han avanzado en la investigación del aprovechamiento de la energía solar son: Francia, Estados Unidos, Alemania, Japón, China e Israel

En Francia se han construido hornos solares que generan temperaturas cercanas a los 3 000 °C; en Estados Unidos existen plantas solares que proporcionan electricidad a comunidades hasta de medio millón de habitantes, en Japón se han instalado alrededor de 8 millones de calentadores para baño y en Israel medio millón de éstos además de estanques solares en el mar Muerto para procesos industriales, generación de energía eléctrica y desalinización del agua de mar.

Probablemente el uso más destacado de esta energía sea en el campo de los satélites espaciales los cuales llevan un gran número de celdillas solares en que

* Puig, J. y Corominas, J (42) págs 5-22

directamente convierten la luz solar en electricidad.

México es uno de los países que están avanzando en el uso de la energía solar. En la evaluación de su potencial, los estados de Baja California, Chihuahua y Sonora son los más favorecidos

Se han hecho varias instalaciones con gran éxito en comunidades rurales debido a que su tecnología es muy sencilla y permite utilizar un recurso disponible en la región y que no contamina. En Tlaxcala, Morelos y en el Distrito Federal se han construido casas auto suficientes para producir la energía que consumen.

D) Medida de la radiación solar

La medida del calor que llega a un cuerpo se llama Actinometría. El aumento de la temperatura depende de la cantidad de calorías que reciba; para medir este número bastará observar cuanto eleva su temperatura el objeto al exponerse al Sol durante un minuto, si se conoce previamente cuantas calorías necesita para aumentar 1°C. Se llama caloría a la cantidad de calor que se necesita para calentar un gramo de agua pura desde 14.5°C a 15.5°C.

Las primeras mediciones se hicieron con actinómetros como el de Violle, que consistió en un termómetro cuyo depósito estaba cubierto de negro de humo para que absorbiera el calor de los rayos solares. Posteriormente se perfeccionó empleando como bulbo termométrico, un depósito de plata ahumada.

Actualmente los más usados son los eléctricos y entre ellos el más conocido es el Pirheliómetro de Compensación de Angstrom formado por dos laminitas de mangamina, una se calienta por la acción de los rayos solares y la otra por una corriente eléctrica de una pila, graduada por un reóstato y medida con un miliamperímetro. *

Otro aparato muy difundido es el actinógrafo de Robitzsch, cuya parte sensible son tres láminas unidas por un extremo, dos blancas y en medio una ennegrecida. Estas láminas se curvan al recibir la radiación solar y su movimiento se trasmite a una palanca con pluma inscriptora que registra los cambios en una gráfica, que envuelve un tambor con movimiento de relojería. Las láminas están protegidas con un casquete de vidrio.

FIGURA 3.5 ACTINOGRÁFO DE ROBITZSCH

Para registrar las horas de insolación en un lugar, se usan los heliógrafos, el más usado es el heliógrafo de Campbell Stokes.

La información sobre la radiación solar y horas de insolación de una zona es básica para la planeación de tipos de cultivos y época de siembra, así como para eventos deportivos y otras actividades.

FIGURA 3.6 HELIOGRÁFO DE CAMPBELL-STOKES

* Fontseré E. (15) pags 15-17

Capítulo IV. Temperatura del aire

La temperatura del aire es el grado sensible de calor, se debe principalmente, a la radiación calórica de onda larga que emite la superficie del planeta. Debemos distinguir las diferentes formas de calor.

Calor latente de vaporización y de fusión.

Si ponemos un recipiente con agua al fuego, observaremos que va aumentando su temperatura, lo cual puede comprobarse al tacto, es el calor sensible, si continúa en el fuego, entrará en ebullición en ese momento el calor que sigue recibiendo se emplea para transformar el agua líquida en vapor de agua, y se le llama calor latente de vaporización, el cual conserva en tanto se mantenga en estado de vapor, pero si se condensa, regresa el calor en forma de calor sensible.

Si ponemos en un ambiente cálido un recipiente con nieve, comenzará a elevarse su temperatura pero en el momento que llegue a su temperatura de fusión se mantendrá a 0°C, porque el calor que recibe se empleará en transformar el hielo en agua, a ese calor se llama calor latente de fusión. Cuando se funde toda la nieve comenzará a aumentar la temperatura del agua hasta igualar la del medio ambiente. Si vuelve a congelarse, regresa el calor sensible.

La sublimación se produce cuando partículas de hielo, expuestas en un ambiente de aire frío y seco, son absorbidas por las moléculas de nitrógeno y oxígeno del aire, y forman vapor de agua. Así el hielo pasa directamente del estado sólido al gaseoso

A) Formas de transmisión del calor.

El calor se trasmite de varias formas, según sea el medio en que se propaga. *

Medio	Forma
Continentes	Conductibilidad
Océanos	Conductibilidad Convección Turbulencia
Atmósfera	Conductibilidad Convección Turbulencia Radiación

La conductibilidad consiste en la transferencia de calor de partícula a partícula cuando dos cuerpos se encuentran en contacto.

* Catalá, J. A. (5) pag 48

En la convección las partículas caldeadas se dilatan, pierden densidad y ascienden; las frías que están encima descienden, produciéndose corrientes de ascenso y descenso de origen térmico, mediante las cuales se transmite el calor

En la turbulencia existe un movimiento desordenado de las partículas de aire de origen mecánico (por fricción), que da lugar a que las partículas frías ocupen el lugar de las caldeadas y viceversa formándose pequeños remolinos de área limitada.

La radiación consiste en la transferencia de calor de un cuerpo a otro sin que entre ellos exista contacto. Tal es el caso del Sol que envía en todas direcciones grandes cantidades de energía.

B) Factores que influyen en la temperatura *

Son varios los factores que influyen en la transmisión del calor y por lo tanto en la temperatura de las distintas regiones del planeta.

1) Influencia de tierra y mares.

Si la superficie terrestre fuera homogénea y sin relieves la temperatura media sería constante a lo largo de cada paralelo. Sin embargo, las observaciones revelan que hay grandes diferencias de temperatura debido principalmente a la distribución de tierras y mares.

La tierra, el agua y el aire tienen diferente capacidad conductora (Cc) la cual determina la cuantía de los cambios de temperatura y la diferente conductividad térmica (K) que a su vez influye en la profundidad de penetración del calentamiento.

La conductividad calórica de los continentes es muy pequeña en relación con los océanos, además en los primeros, la conductividad térmica tiene lugar por procesos moleculares, en cambio en el aire y agua en movimiento, se realiza por agitación turbulenta. Si los océanos estuvieran inmóviles el intercambio de calor en ellos y en los continentes sería semejante, pero como las aguas oceánicas están en constante movimiento, el calor se propaga a grandes profundidades por movimientos convectivos de las masas de agua, de lo que resulta una mayor capacidad conductiva de los océanos que la de la Tierra

La transferencia de calor que se realiza mediante los procesos moleculares, es menor que por turbulencia por ello llega a poca profundidad el calentamiento en los continentes.

A esto se debe que la temperatura de la superficie de los mares, tenga una variación diurna de 0.2 a 0.5 °C, en tanto que en los continentes, la oscilación es de 10 a 25 °C.

El aire es más movable que el agua, aún en una aparente calma, hay cierta turbulencia, por lo que tiene una mayor conductividad térmica que los océanos.

* CIAAC (6) pags 108-120

Como consecuencia de estas diferencias, la transmisión del calor penetrará a distancia muy corta en la tierra, a profundidad moderada en los océanos, y llegará a considerable altura en la atmósfera.

2) Influencia de la altitud

La temperatura del aire se debe principalmente a la radiación calorífica del suelo. Durante el día las capas inferiores del aire se calientan, al dilatarse disminuye su densidad produciéndose un movimiento generalizado de ascenso del aire caliente, el cual a medida que se eleva, se enfría.

También influye en la variación de la temperatura del aire la compresión o expansión que sufre. Si se comprime un gas, el trabajo mecánico de la compresión se convierte en calor, el cual produce un aumento de temperatura. Si el gas se expande, gasta una parte de su propio calor en forma de trabajo, por lo que disminuye su temperatura.

Cuando un volumen de aire asciende va disminuyendo su presión y por lo tanto se expande enfriándose. Si desciende se comprime aumentando su temperatura (proceso adiabático).

El valor del gradiente térmico de éstas variaciones con la altura depende de varias circunstancias, entre ellas: la temperatura del suelo, la liberación de calor latente por condensación del vapor de agua y la velocidad con que se mueve el aire. Por término medio se calcula un gradiente de $6^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ de altura.

3) Influencia de la latitud

La cantidad de radiación que llega a la Tierra varía con la latitud porque depende de la altura del Sol en el horizonte y la diferente inclinación con que inciden los rayos solares, en la superficie terrestre. A medida que la incidencia sea más vertical (Ecuador), es mayor la cantidad de radiación recibida por cm^2 , pero cuando la incidencia es oblicua (Polos), los rayos se distribuyen en una mayor superficie, correspondiendo menor cantidad de calor por cm^2 .

FIGURA 4.1 DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA Y LA LATITUD

Esto origina que en la zona ecuatorial la radiación incidente de onda corta sea superior a la saliente de onda larga, en tanto que en las latitudes medias y altas ocurre lo contrario. Sin embargo esto se compensa, ya que el calor es transportado de una zona a otra por los vientos y corrientes marinas. Además en las latitudes medias y altas es importante el transporte de calor que realizan los ciclones y anticiclones. Si el sistema tierra-atmósfera no tuviera partes móviles, la temperatura aumentaría progresivamente en las zonas ecuatoriales y disminuiría en las polares

FIGURA 4.2 GRÁFICA DE TEMPERATURA DE CIUDADES DE ALTA Y BAJA LATITUD:

C) Oscilación térmica anual y diaria.

Debido a la traslación de la Tierra, en el transcurso del año varía la posición del Sol respecto al planeta, correspondiendo a cada latitud un clima teórico llamado clima solar, que está representado por el número de calorías gramo que le corresponde recibir por centímetro cuadrado durante un día a cada lugar según su latitud.*

Cuadro 4.2 Promedio de calorías por cm^2 que recibe la Tierra según la latitud

Latitud	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Promedio	880	867	830	773	694	601	500	417	378	366
Solsticio de verano	809	901	958	998	1015	1002	1002	1038	1086	1103
Solsticio de invierno	863	745	627	477	326	181	51	0	0	0

Durante los meses cálidos el número de horas de insolación es mayor por lo tanto la cantidad de calor recibida es mayor que la perdida por irradiación al espacio, aumentando la temperatura a medida que transcurren los meses de verano. Durante el invierno se recibe menor insolación porque los rayos solares inciden con mayor inclinación, siendo la pérdida de calor mayor que la recibida, acentuándose el enfriamiento invernal.

En la oscilación térmica anual influye: a) la latitud, b) la altitud, y c) la distancia al mar.

a) En las bajas latitudes es mínima la oscilación y máxima en las zonas polares como se observa en la siguiente tabla:

Cuadro 4.3 Radiación de onda corta absorbida. $\text{Cal}/\text{cm}^2/\text{min}$ **

Zona	Verano	Invierno	Diferencia
0-20°	0.42	0.35	0.06
20-40°	0.42	0.26	0.16
40-60°	0.35	0.12	0.23
60-90°	0.24	0.02	0.22

En la ciudad de México las máximas no se registran cerca del solsticio de verano, sino en Mayo, debido a que en esa fecha el Sol pasa por el cenit a la latitud de esta ciudad; y al efecto de la nubosidad y lluvias que se producen entre Julio y Agosto que impiden un mayor caldeoamiento.

FIGURA 4 3 CLIMOGRAMA DE LA CIUDAD DE MÉXICO

b) Comparando 2 lugares situados a latitud semejante y diferente altitud, se verá que la curva de temperatura anual del lugar de mayor altitud indica valores inferiores a los del lugar situado a menor altitud.

* Fontseré E. (15) pags 18-22

** Peteressen, S. (41) pag 91

c) La cercanía del mar actúa como regulador térmico por lo que la oscilación anual es menor en las zonas marítimas y costeras y mayor en el interior de los continentes

La diferencia de temperatura entre mares y tierras tanto diurna como anual, se debe no sólo a su diferente capacidad calórica sino principalmente a la diferencia en conductividad térmica, como ya vimos.

Si sólo actuara la radiación y la conducción, las oscilaciones de temperatura anual serían mayores de lo que son, pero interviene una influencia moderadora que es la transferencia horizontal de calor y los procesos de mezcla de aire. Durante los meses cálidos, grandes masas de aire procedentes de los océanos invaden los continentes mientras que en el invierno la circulación es a la inversa, produciéndose intercambio de calor.

FIGURA 4.4 (A) Y (B) PLANISFERIOS CON ISOTERMAS DE ENERO Y JULIO

Oscilación térmica diaria.

La amplitud de la oscilación térmica diaria o diferencia entre las temperaturas máxima y mínima de un día, obedece a diversas causas: *

a) Latitud geográfica. La oscilación es mayor en la zona ecuatorial, donde el día y la noche tienen casi la misma duración; al aumentar la latitud, el Sol llega cada vez a menor altura sobre el horizonte por lo que calienta menos y la oscilación disminuye. En las cercanías del Polo, donde el Sol recorre el horizonte sin ocultarse cuando es verano, el calentamiento es casi constante por lo que la oscilación durante las 24 horas es de 1 °C o menos. En las latitudes medias la oscilación es de 10 a 15 °C, siendo mayor en el verano

b) Influencia de océanos y continentes. La distribución de tierras y agua influye en la oscilación diaria de temperatura, la cual es mayor sobre la Tierra que sobre los océanos, por varias causas:

1) El calor que llega al suelo se propaga por conductibilidad hacia el interior, pero como las tierras son malas conductoras, el efecto no es perceptible más allá de unos pocos metros de profundidad, por lo que se calientan y enfrían rápidamente, en cambio la radiación que absorben los océanos penetra a mayores profundidades, llegando a 300 m aproximadamente, en consecuencia su calentamiento y enfriamiento es más lento

2) El agua tiene mayor calor específico que la tierra por lo que su temperatura aumenta lentamente, variando poco la temperatura de la superficie del mar, en tanto que los continentes, se caldean notablemente en el transcurso del día y se enfrían intensamente durante la noche.

* Barry, G. y Chorley, R.J. (2)

3) La presencia de abundante humedad en el aire marítimo y sequedad del aire continental, contribuye a que la diferencia de oscilación entre ambos sea más notable. Las zonas costeras tienen climas más regulares, con menor oscilación térmica, porque reciben vientos húmedos y templados del océano, en tanto que en las zonas en que dominan vientos procedentes del interior de los continentes, son de temperaturas extremosas; ésto se observa especialmente en las zonas desérticas, donde durante el día, la temperatura llega a 40 °C o más y durante la noche desciende a menos de 0 °C.

c) La altitud. La oscilación térmica diurna disminuye con la altitud porque la radiación de calor del suelo es menor. Esto se observa en las zonas montañosas donde la oscilación es pequeña, pero no sucede lo mismo en las mesetas y altiplanicies, en que la influencia del suelo produce una fuerte oscilación térmica.

d) La nubosidad. Al interceptar la nubosidad parte del caldeoamiento solar, hace que disminuya la oscilación. En las zonas desérticas cálidas, sin masas nubosas o aire sucio que absorban el calor, la oscilación térmica es grande en tanto que en las zonas con nubosidad constante, es menor.

Las nubes absorben las radiaciones infrarrojas por lo que retienen más la radiación oscura terrestre, que la radiación solar, de ahí el fuerte enfriamiento nocturno en las noches despejadas y la mayor temperatura, a veces bochornosa, de las noches con cielos cubiertos por grandes masas nubosas.

e) Particularidades locales. Naturaleza del suelo, condiciones topográficas, vegetación etc. que al modificar el caldeoamiento influyen en la magnitud de la oscilación térmica.

La temperatura del aire en los días despejados tiene una elevación durante el día en forma regular, alcanzando un máximo 2 o 4 horas después del paso del Sol por el meridiano para descender hasta un mínimo poco después de la salida del Sol del día siguiente.

f) Estaciones del año. En las zonas polares y ecuatoriales, la oscilación diurna es poco apreciable en todas las estaciones, pero es notable en las latitudes medias. En general la oscilación térmica diaria es menor en los océanos, zonas costeras y en invierno.

FIGURA 4.5 A Y B MAPAS ISOTERMAS ENERO Y JULIO DE LA REPUBLICA MEXICANA

D) Oscilación térmica en la República Mexicana

En el mapa de isotermas de verano (Julio) de la República Mexicana, se puede observar la siguiente distribución de temperaturas: *

* Tamayo, J. "Geografía de México" Editorial Trillas. México 1982

- Las isotermas de 30°C se localizan recorriendo gran parte de la Península de Baja California; zonas costeras de Sonora y Sinaloa y la parte norte de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas. En ésta época con frecuencia se registran temperaturas superiores a 40°C especialmente en Mexicali.

- La isoterma de 25°C corresponde a gran parte del territorio exceptuando la Meseta Central y zonas montañosas.

- Las isotermas de 20°C y 15°C corresponden a las zonas montañosas y Meseta Central

En el mapa de isotermas de invierno (Enero) se puede apreciar:

- La isoterma de 20°C se localiza en las zonas costeras al sur del Trópico de Cáncer, en Chiapas y Yucatán

- Las isotermas entre 10°C y 15°C corresponden al resto del país exceptuando el norte y zonas montañosas

- La isoterma menor de 10°C se localiza en la Llanuras Boreales y norte de Baja California

E) Inversiones de temperatura *

En la Troposfera, como ya se estudió, la temperatura disminuye con la altura sin embargo es común observar que antes de la salida del Sol, en la capa de aire cercana al suelo, la temperatura aumenta hacia arriba. Esta inversión está originada por la irradiación nocturna de la superficie terrestre, en que el calor se va propagando hacia arriba con el subsiguiente enfriamiento de la capa de aire más próxima al suelo. A éste fenómeno se llama inversión de irradiación

Otro caso de inversión se produce cuando en áreas de alta presión, algunas capas de aire experimentan un aplastamiento motivado por movimientos descendentes. Al bajar el aire, aumenta la presión del mismo y se calienta, resultando un estrato de aire con mayor temperatura que los situados inmediatamente abajo de él, formándose la llamada inversión de subsidencia

También se producen inversiones de temperatura en los frentes. Al chocar dos masas de aire de diferente temperatura, la caliente por ser de menor densidad se desplaza hacia arriba de la masa fría. Es una inversión frontal

La inversión térmica en las grandes urbes produce graves problemas porque los contaminantes se concentran en las capas inferiores como ocurre en la ciudad de México, especialmente durante el invierno.

* Andrew, P.I. "La Tierra" Libros de Investigación y Ciencia. Editorial Prensa Científica. Barcelona, 1988. pag 131

F) Distribución geográfica de la Temperatura

Los datos obtenidos por las estaciones meteorológicas de todo el planeta permiten hacer no sólo los pronósticos del tiempo y la recopilación estadística, sino también establecer la distribución geográfica de las variables meteorológicas, con datos de superficie y de altura.

En una carta geográfica, en que se haya anotado la temperatura media normal, se trazan las siguientes líneas:

Isotermas. Son las líneas que unen los puntos que corresponden a igual temperatura. Se pueden trazar con intervalos de 1° a 5°, según convenga a la escala de la carta. Para trazar dichas líneas es necesario que todas las temperaturas estén corregidas al nivel del mar o a la presión de 1 000 mb, ya que cada estación estará a diferente altura y los datos deben estar referidos a una misma capa atmosférica. (Ver figuras 4.4 a y b)

Isalotermas. Son las líneas que unen puntos de igual variación térmica, entre la temperatura del momento de la observación y la registrada 3 horas antes. Son útiles porque indican la forma en que se va alterando la distribución de la temperatura del aire en el transcurso del tiempo

Isanómalas. Son las líneas que unen puntos de igual anomalía térmica, o sea la diferencia entre el valor actual observado y el valor normal para la misma época del año. También se pueden trazar partiendo de la temperatura media de cada lugar, reducida al nivel del mar, a la cual se resta la temperatura media del paralelo que pasa por dicho lugar, el resultado es la anomalía correspondiente.

Cuadro 4.4 Temperatura media en °C de cada paralelo según Splatler

Latitud	0°	15°	30°	45°	60°	75°
Hemisferio Norte	25.9°	26.3°	20.3°	9.6°	-0.8°	-13.3°
Hemisferio Sur	25.9°	24.2°	18.5°	8.9°	0.2°	-6.8°

De acuerdo con los promedios de temperatura, se observa que en general, el Hemisferio Norte es más cálido que el Sur, pero la situación cambia a partir de los 60° de latitud en que la temperatura es mayor en la zona polar meridional debido al predominio de las grandes extensiones oceánicas.

La influencia de los mares y continentes en la distribución de la temperatura, se hace evidente al trazar los mapas de isotermas e isanómalas.

Se advierte que estas líneas presentan desviaciones al pasar de las zonas continentales a las marítimas. Si la Tierra fuera una esfera de superficie homogénea, las isotermas seguirían la dirección de los paralelos, pero como no es así, su trazado es irregular.

Asimismo se observa que el *ecuador térmico* o línea que une puntos de máxima temperatura en la Tierra, no coincide con el ecuador geográfico sino que está desviado

hacia el Norte, poco más de 10° por término medio, especialmente en la estación de verano de este hemisferio. Este hecho se atribuye a la predominancia de áreas continentales

FIGURA 4.6 POSICION DEL ECUADOR TERMICO

Promedios de temperatura

La temperatura en el transcurso del año presenta una amplia oscilación cuya magnitud depende de la latitud, altitud y época del año, como ya se indicó. Esta oscilación debe tenerse en cuenta al obtener los promedios de temperatura.

Para determinar la temperatura media diaria, lo más exacto es hacer el promedio de las temperaturas obtenidas cada hora en el transcurso de las 24 horas del día, pudiéndose utilizar los datos registrados en la gráfica del termógrafo. También se acostumbra considerar como temperatura media diaria a la semisuma de la máxima y la mínima registradas en el día.

La media mensual se obtiene sumando las medias diarias y dividiendo entre el número de días del mes. La media anual es el promedio de las doce medias mensuales correspondientes.

Para fines climatológicos se usan las temperaturas medias normales que son el promedio de varios años (10 o más) ya que de un año a otro hay grandes variaciones.

Cuadro 4.5		Temperaturas medias normales en °C *											
Lugar	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	
Chihuahua	10	11	13	19	23	26	25	23	21	18	15	11	
Guadalajara	14	16	18	21	22	22	19	20	18	18	17	15	

Cada media mensual en °C es el promedio de varios años. La oscilación térmica anual de Chihuahua es de 16° y la de Guadalajara 8°

El régimen térmico de un lugar se determina mediante el análisis de la distribución geográfica de las isotermas trazadas según la temperatura media normal, referidas al nivel del mar y teniendo en cuenta la oscilación térmica anual.

El conjunto de los valores normales de los diversos elementos meteorológicos, sus oscilaciones y variación normal de los mismos, son los elementos básicos para definir el clima local.

Los datos de temperatura, de los meses más fríos y calientes de un lugar, son básicos en la clasificación de climas de W. Koeppen.

* SARH. Servicio Nacional Meteorológico

G) Medida de la temperatura *

Temperatura es el grado sensible del calor. Se entiende por temperatura del aire en superficie, la que existe a una altura comprendida entre 1.25 y 2 metros sobre el nivel del suelo. Se acepta como representativa de las condiciones en que se desarrolla la actividad humana. Esta temperatura difiere de la temperatura del suelo, la cual es superior a la del aire durante el día, si ha sido cálido y soleado, e inferior durante la noche.

Para medir la temperatura se usan los termómetros. Los dos puntos fijos aceptados internacionalmente, en que se basan las escalas termométricas son: al punto de fusión del hielo, o sea la temperatura a la cual el hielo se funde, y el punto de ebullición del agua pura, ambos a la presión del nivel del mar.

Las escalas termométricas más usadas son:

Cuadro 4.6 Escalas termométricas		
Escala	T. de Congelación	T. de Ebullición
Celsius o centígrados	0°	100°
Fahrenheit	32°	212°
Kelvin o Centígrados abs.	273°	373°
Rankin o Fahrenheit abs.	492°	672°

El astrónomo sueco Celsius, en 1742 dividió su termómetro en 100 partes y señaló como cero grados al punto de congelación del agua pura y de 100 grados al de ebullición, a la presión de una atmósfera.

En 1724 Fahrenheit, físico alemán, dividió el intervalo entre el punto de ebullición y el punto de congelación del agua pura en 180 partes, correspondiendo 32 grados al punto de fusión del hielo y 212 grados al de ebullición del agua pura. Para llegar a ésta escala, Fahrenheit hizo una mezcla de agua y sal a fin de obtener una temperatura más baja que la de congelación del agua pura, a ese punto le puso 0°F, que equivale a -17.8°C, pensando que así evitaría el uso de temperaturas negativas.

Una escala que tuvo poca aceptación fue la creada por Reamur en 1731 en que los puntos extremos eran 0° y 80°. Fue usada en Europa Central hasta el Siglo XIX

FIGURA 4.7 TERMÓMETRO

Basándose en la relación que existe entre las escalas Celsius y Fahrenheit, en que 100 divisiones corresponden a 180 de la otra, o simplificando, que 5 divisiones de centígrados equivalen a 9 divisiones de Fahrenheit, para convertir una escala a otra se usan las siguientes fórmulas:

* Ayllón, T. y Gutiérrez J. (1) pags 39-48

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

Para trabajos científicos y medida de la temperatura en investigaciones espaciales se usan las escalas absolutas. La relación entre las escalas Kelvin y la Centígrada, se expresa de la siguiente manera:

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

El "cero" en la escala Kelvin es el llamado "cero absoluto", punto en que las moléculas de la materia están totalmente inmóviles, equivale a 273°C bajo cero

Tipos de termómetros *

Existen numerosos tipos de termómetros, basándose la mayoría, en la dilatación de los cuerpos por el calor. En Meteorología se aprovecha esta propiedad de los líquidos y de los sólidos; la de estos últimos solamente para aparatos registradores o para medir temperaturas muy bajas.

También se emplean termómetros eléctricos en los cuales el órgano sensible es un fino alambre de un metal cuya resistencia eléctrica varíe mucho con la temperatura o bien pilas termoeléctricas en que las soldaduras se mantienen artificialmente a temperatura constante. Según la parte sensible del termómetro, estos pueden ser: metálicos, eléctricos y de líquidos; estos últimos pueden ser de mercurio, alcohol, guayacol, etc

Para las observaciones de lectura directa, se emplean principalmente termómetros de líquido; los metálicos se usan en aparatos registradores. Los termómetros eléctricos tienen poco uso en Meteorología.

Entre los termómetros de líquido, generalmente se usa el mercurio, debido a su gran coeficiente de dilatación, que exige pocas calorías para indicar un cambio de temperatura. Tiene la ventaja de que soporta elevadas temperaturas sin llegar a su punto de ebullición, por lo que se usa para medir temperaturas ambiente y de máxima, pero no es adecuado para bajas temperaturas porque su punto de congelación es de -38°C aproximadamente.

Los termómetros metálicos están basados en la expansión que sufren distintos metales por los cambios de temperatura. La mayoría consiste en dos láminas metálicas (bronce, latón, etc) que tengan diferente coeficiente de dilatación, soldadas una contra otra. 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. También se usan aleaciones que tengan alto coeficiente de dilatación.

Estos movimientos se amplifican por un sistema de palancas que termina en una aguja que indica la temperatura. Generalmente este tipo de termómetros se usan para obtener un registro continuo de la temperatura, son los llamados *termógrafos*, en este

* Fontseré E. (15) pags 12-15

caso lleva un tambor con movimiento de relojería, cubierto con una gráfica en la cual se van registrando los cambios de temperatura.

FIGURA 4.8 TERMÓGRAFO

Termómetros de máxima y de mínima.

Los termómetros de máxima son de mercurio y señalan la mayor temperatura registrada durante cierto intervalo de tiempo. Consiste en un tubo de vidrio cuyo taladro tiene un estrangulamiento cerca del bulbo y su función consiste en permitir el paso del mercurio cuando aumenta la temperatura, pero impedir su regreso al depósito cuando la temperatura desciende, por lo que queda la columna de mercurio indicando la máxima registrada.

El termómetro de mínima, sirve para indicar la temperatura mínima registrada durante un período de tiempo. Consiste en un termómetro de líquido orgánico, generalmente se usa alcohol etílico ya que su punto de congelación es muy bajo (-110°C). Está provisto de un índice de color brillante que flota en el líquido. Cuando la temperatura desciende, la tensión superficial del menisco de la columna, lo mueve hacia el bulbo y cuando la temperatura aumenta, el líquido fluye alrededor del índice, permaneciendo éste adherido al tubo capilar del instrumento, indicando la temperatura más baja.

Después de hacer la lectura, sólo hay que inclinarlo, con el depósito hacia arriba, para que el índice baje hasta el extremo de la columna líquida y quede preparado para la próxima lectura.

Existen termómetros que son a la vez de máxima y de mínima. El más conocido es el de Six o de Bellani. Consiste en un tubo en forma de "U" con bulbos en sus dos extremos y en los cuales se ha colocado un líquido orgánico (alcohol o creosota). En la parte inferior tiene mercurio y encima un índice metálico, en cada rama.

Al subir la temperatura, los líquidos se expanden y se despliegan hacia la columna de máxima; al subir el mercurio eleva al índice, marcando la máxima temperatura alcanzada. Al descender la temperatura los líquidos se contraen, subiendo el mercurio por el ramal de mínima, moviendo hacia arriba el índice el cual quedará señalando la mínima temperatura.

FIGURA 4.9 TERMÓMETRO SIX

Los termómetros deben colocarse en abrigos meteorológicos que estén orientados hacia el Norte y sus paredes construidas de persianas, para que el aire circule libremente y estén protegidos de la radiación solar y la calórica del suelo.

Capítulo V. Procesos Adiabáticos

El aire, como gas, responde a las leyes de los gases perfectos y como masa, está sujeta a la acción de las energías mecánica y calórica, obedeciendo por tanto, a las Leyes de la Termodinámica.

A) Leyes de la Termodinámica

La Ley de los gases

A partir de la Ley de Boyle y la de Charles se establece la relación entre la presión (p), la densidad (ρ) y la temperatura (T) de un gas, pudiendo enunciarse la Ley de los gases en la forma siguiente:

$$p = R\rho T$$

$R =$ Constante numérica de un gas
 $T =$ Temperatura de un gas en $^{\circ}\text{K}$

De acuerdo con la teoría molecular de los gases, el aire se considera constituido por un gran número de moléculas que se hallan en movimiento irregular ininterrumpido, produciéndose frecuentes colisiones entre ellas. El efecto de éstos impactos se manifiesta en forma de la presión que ejerce el gas, en consecuencia la presión depende del número y de la masa de moléculas (densidad) y de la velocidad con que se muevan.

Si la temperatura fuera 0°K , las moléculas permanecerían inmóviles y el gas no ejercería ninguna presión. Al elevarse la temperatura aumenta el movimiento molecular, de ahí que la presión resulta proporcional a la temperatura absoluta a volumen constante, como indica la ecuación anterior.

El valor R , llamado constante de los gases, depende de las unidades que se empleen para expresar la presión. Si está dada en milibares, la densidad en gramos por centímetro cúbico y la temperatura en grados absolutos Kelvin, la constante para aire seco vale aproximadamente 2 870

Primera Ley de la Termodinámica *

Se refiere a los cambios físicos que se producen cuando se suministra o se quita calor a un gas. Este principio junto con la Ley de los Gases y la Ley del Equilibrio Hidrostático, explica muchos de los procesos que ocurren en la atmósfera.

La primera Ley de la Termodinámica señala que si a un volumen de aire se le suministra calor, parte de él es empleado en el trabajo de vencer la presión externa y expanderse y la parte restante de calor se traduce en el aumento de temperatura

En consecuencia el calor suministrado (Δh) es igual a la suma del aumento de energía interna más la energía consumida en la expansión (trabajo). Como el trabajo es igual a la presión que hay afuera (p) multiplicada por el aumento de volumen ($\Delta\alpha$) tenemos que:

* Gordon, A. H. (18) pags 14-15

$$\text{Trabajo} = p \Delta \alpha$$

En consecuencia:

$$\Delta h = C_v \Delta T + p \Delta \alpha \text{ donde:}$$

h = calor suministrado

C_v = calor específico a volumen constante

o sea:

Calor suministrado = aumento de energía interna + trabajo de dilatación

Como es más fácil medir cambios de presión que cambios de volumen, reemplazamos el aumento de volumen por el cambio de presión correspondiente, tenemos:

$$\Delta h = C_p \Delta T - \alpha \Delta p$$

C_p = Calor específico a presión constante

Procesos adiabáticos *

Se da el nombre de procesos adiabáticos a aquellos en que se producen cambios de temperatura sin que ocurran intercambios de calor con el medio ambiente. El aire se enfría al expandirse y se calienta al ser comprimido, la energía cinética se convierte en calor cuando el aire se comprime y viceversa al expandirse. Estos procesos se observan principalmente en la atmósfera libre, donde el aire está alejado de su principal fuente de calor, la superficie terrestre.

Si el aire no está saturado y su cambio de temperatura se debe por completo a la expansión o a la contracción, se llama proceso adiabático seco. Pero, si el aire está saturado, en éste caso será un proceso adiabático húmedo.

Supongamos una masa de aire seco que asciende a lo largo de una vertical, sin que se le quite o agregue calor, en éste caso $h = 0$, quedando:

$$C_p \Delta T = \alpha \Delta p$$

Significa que el aire se enfría al ascender, porque se desplaza a zonas de menor presión y se calienta cuando desciende a niveles de mayor presión. El incremento de presión está relacionado con el cambio de altura (z), según la ecuación de equilibrio hidrostático.

$$-\Delta p = \rho g \Delta z$$

La proporción de enfriamiento que sufre el aire seco por expansión al ascender ($-\Delta T / \Delta z$) es casi de 1°C por cada 100 metros, a éste índice se llama GRADIENTE TÉRMICO ADIABÁTICO SECO (γ)

* Gordon A. H. (18) pags 17-36-37

En las áreas de altas presiones se originan pequeños descensos de aire el cual se va calentando en la misma proporción de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ causando la desaparición, por evaporación, de las nubes; de ahí que por lo regular, a las presiones barométricas elevadas, corresponden cielos despejados.

Si el aire que asciende está saturado, a medida que se eleve, el vapor de agua que lleva se va condensando, liberándose el calor latente de vaporización (el que necesitó para pasar del estado líquido al gaseoso). La cantidad de calor que se desprende es fija para cada gramo de vapor de agua que se condensa y vale:

$$C_L = 539 \text{ cal gr}$$

El calor latente de vaporización que se libera, calienta en parte al aire que va ascendiendo por lo que el enfriamiento es menos acentuado que en el seco y corresponde a 0.6°C por cada 100 metros, éste valor recibe el nombre de GRADIENTE TÉRMICO ADIABÁTICO HÚMEDO (γ)

Este gradiente varía según la presión y temperatura. Si la temperatura es muy baja como ocurre en las zonas polares, el aire apenas contiene humedad por lo que el calor producido por la condensación es pequeñísimo, siendo el gradiente adiabático húmedo casi igual que el seco, lo que no ocurre en la zona ecuatorial donde el gradiente es menor por la mayor cantidad de humedad que contiene el aire

Cuadro 5.1. Valores de γ en $^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m de elevación según J. Ma. Lorente^{20,21}

Presión	Temperaturas				
	22 $^{\circ}\text{C}$	12 $^{\circ}\text{C}$	2 $^{\circ}\text{C}$	-8 $^{\circ}\text{C}$	-18 $^{\circ}\text{C}$
1 000 mb	0.42	0.52	0.64	0.72	0.85
900 mb	0.40	0.50	0.62	0.70	0.84
800 mb	0.38	0.47	0.59	0.68	0.82
700 mb	0.36	0.45	0.56	0.65	0.80

B) Diagramas termodinámicos

Con el objeto de facilitar el estudio de los gradientes térmicos verticales y calcular algunos datos de la atmósfera con rapidez, se usan en los observatorios meteorológicos distintos tipos de gráficos aerológicos, en la mayoría de ellos se indican las temperaturas en las abscisas y las presiones en las ordenadas.

El eje horizontal del diagrama indica las temperaturas que son crecientes hacia la derecha y el eje vertical señala las presiones con valores decrecientes hacia arriba. Las líneas rectas son las adiabáticas secas, representan los cambios adiabáticos que experimentará un volumen de aire seco determinados por la presión y la temperatura. Las líneas discontinuas ligeramente curvadas son las adiabáticas húmedas, indican los cambios adiabáticos de temperatura, en los diferentes niveles de presión que experimentaría un volumen de aire saturado al ascender o descender.

^{*} Lorente, J.M. (25) pag.100

Mediante el uso de radiosondas se conocen los valores de temperatura y humedad en los diferentes niveles de presión. Estos datos se anotan en el diagrama (A, B, C, D, E etc), se unen los puntos mediante trazos de rectas, la línea que se obtiene representa la distribución real de la temperatura con la altura, que existía en el momento que se envió el radiosonda a la atmósfera. Esta línea representa el gradiente térmico vertical real, es una línea presión-temperatura.

FIGURA 5 1 DIAGRAMA TERMODINAMICO

Una vez trazado el gradiente térmico real es fácil reconocer las capas afectadas por inversiones de temperatura o que son isotérmicas. Como las temperaturas son crecientes hacia la derecha del diagrama, la capa afectada por una inversión se muestra con un trazo de curva desviado hacia la derecha de las isotermas, como se observa en el trazo D-E de la figura anterior. Una capa isotérmica se presenta con una línea vertical, tal como se ve en el trazo F-G de la misma figura

Uno de los más usados es el diagrama termodinámico de Stüve que se reproduce en la figura 5.3 siguiente en sus partes esenciales:

Las líneas rectas de puntos indican la humedad específica de saturación (equisaturadas) en gramos de agua por Kg. de aire. Algunas veces se prefiere calcular para cada capa de aire su temperatura de punto de rocío.

Como la temperatura de punto de rocío es siempre menor que la temperatura ambiente, la curva de distribución de este elemento en la altura, siempre queda al lado izquierdo de la curva de temperatura. Cuando coinciden ambas curvas es que el radiosonda se metió en una nube y por tanto la capa de aire que está atravesando está saturada. *

FIGURA 5 2 DIAGRAMA DE STUVE

Los diagramas aerológicos como el arriba señalado, también sirven para conocer el nivel de condensación del aire ascendente y determinar el punto de rocío.

Para conocer la altura en que se iniciará la formación de nubes, en particular de los cúmulus, partiremos de un punto "O" cerca del suelo en que la presión es de 1 000 mb y la temperatura de 20 °C, siguiendo la trayectoria de la adiabática seca que pasa por ese punto vemos que intersecta a la equisaturada cuyo valor es igual a la humedad específica en el suelo, en el punto P donde la presión es de 920 mb y la temperatura 12 °C. Esto significa que a partir de P se iniciará la condensación del vapor de agua

Para calcular el punto de rocío se busca en el diagrama la intersección de las adiabáticas secas y húmedas que pasan respectivamente por los puntos F ($p=1050$ mb, $t=24^{\circ}\text{C}$) y F' ($p=1050$ mb, $t'=18^{\circ}\text{C}$). Las líneas se cortan en el punto P. Bajando por la equisaturada que corta a la isobara de 1050 mb en el punto F', encontramos $t_r=14^{\circ}\text{C}$ que es la temperatura de punto de rocío.

* Lorente J. M (25) pags 104-105

C) Estabilidad e inestabilidad del aire *

Una partícula de aire se encuentra en situación estable si al moverla hacia arriba o hacia abajo tiende a regresar a su posición primitiva. Se dice que la partícula es inestable cuando al moverla hacia arriba o hacia abajo tiende a proseguir el movimiento en la dirección y sentido iniciado y estará en equilibrio indiferente si al desviar a la partícula de su posición inicial queda en la nueva posición sin tender a desplazarse en sentido vertical.

Aún cuando los movimientos verticales del aire son de menor intensidad que los horizontales tienen gran importancia en la generación de diversos fenómenos meteorológicos como tormentas, chubascos, turbulencia, tornados etc

Cuando asciende una partícula de aire seco, se irá enfriando adiabáticamente 1°C por cada 100 metros de elevación y según la temperatura que va encontrando en las diferentes capas de aire será su tipo de estabilidad:

- a) Si al ascender encuentra capas de aire más caliente, la partícula, por tener menor temperatura, será más pesada que el aire que la rodea y tenderá a regresar a su punto de origen, en este caso será estable
- b) Si la partícula encuentra capas más frías que ella, será más ligera y por tanto seguirá ascendiendo, estará en equilibrio inestable.
- c) Si la temperatura del aire y de la partícula son iguales significa que tendrán igual densidad y en este caso se encontrarán en equilibrio indiferente.

Resumiendo, podemos decir que el aire seco es estable cuando el gradiente térmico vertical (GTV) es menor que el gradiente adiabático seco (GAS), y que es inestable cuando el gradiente térmico vertical es mayor que el adiabático seco y que tiene equilibrio neutro cuando el gradiente térmico es igual que el adiabático seco

El razonamiento es absolutamente similar para el caso del aire saturado, sólo que ahora la comparación del gradiente vertical se hace con respecto al gradiente adiabático húmedo (GAH)

Cuadro 5.2 Estabilidad e inestabilidad del aire **

Aire seco	Aire húmedo
$GTV < GAS$ estable	$GTV < GAH$ estable
$GTV > GAS$ inestable	$GTV > GAH$ inestable
$GTV = GAS$ neutro	$GTV = GAH$ neutro

Si los gradientes adiabáticos seco y adiabático húmedo son menores que el gradiente térmico vertical, habrá una inestabilidad absoluta y si son mayores existirá un estabilidad absoluta

* Gordon, A. H. (18) pag 52

** CIAAC (6) pag 104

Si el gradiente adiabático seco es mayor y el gradiente adiabático húmedo es menor que el gradiente térmico vertical, se producirá una estabilidad o inestabilidad condicional

$GTV < GAS$ estabilidad o
 $GTV > GAH$ inestabilidad condicional

En el grado estabilidad de una masa de aire, la distribución de la humedad tiene gran importancia. Puede ocurrir que al ascender un volumen de aire, la base, por tener más humedad se sature antes que la parte superior, en ese caso habrá un mayor enfriamiento arriba que abajo ya que éste nivel evolucionará según la adiabática húmeda, dando lugar a una inestabilidad de origen convectivo.

También puede ocurrir que por enfriamiento, primero se sature la parte superior del volumen de aire, en ese caso el enfriamiento adiabático será menor arriba que abajo, ya que éste nivel evolucionará según la adiabática seca produciéndose una estabilidad de origen convectivo.

Una aplicación directa de los conceptos de estabilidad atmosférica es la explicación de la formación de las nubes *cumuliformes*.

Las corrientes ascendentes fomentan el desarrollo vertical de las nubes y en el caso de gran turbulencia pueden formarse nubes que producen tormentas eléctricas y granizos de gran tamaño que al precipitarse causan enormes daños.

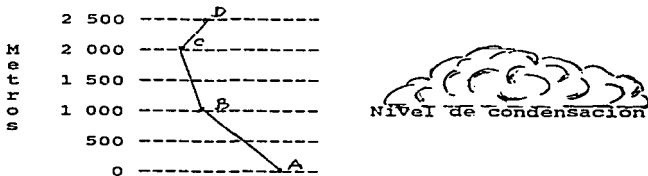


FIGURA 5.3 FORMACIÓN DE CUMULUS HUMILIS. ELABORÓ T.A.T.

En el diagrama de la figura 5.3, el punto "B" muestra la altura del nivel de condensación a partir del cual las partículas saturadas deberán enfriarse de acuerdo con el gradiente adiabático húmedo como lo indica la línea B-C del dibujo. Por encima del nivel representado por el punto "C", existe una fuerte inversión de temperatura, lo que impide que tanto las partículas no saturadas como las saturadas, continúen ascendiendo, dando a la nube un aspecto aplastado y de poco desarrollo que caracteriza a los Cu humilis. Su presencia en el cielo indica la existencia de aire absolutamente estable por encima del nivel de sus cúspides, en tanto que la capa de aire que está entre el suelo y la base de las nubes, estará afectada por turbulencias.

El Cúmulus congestus es de mayor tamaño y volumen que el humilis. Su presencia indica la existencia de una capa de aire inestables desde la base hasta la cúspide de la nube.

En el siguiente dibujo, figura 5.4, se ha tratado de esquematizar la distribución probable de la temperatura en el caso de un Cu congestus.

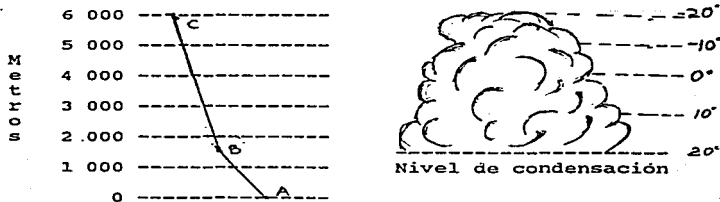


FIGURA 5.4 FORMACION DE UN CUMULUS NIMBUS. ELABORÓ T.A.T.

Cuando el cúmulus evoluciona a cúmulonimbus incus, observamos que la cúspide se extiende horizontalmente en forma de abanico o de yunque, esto significa que en ese nivel el aire ya se estabilizó, cesando la turbulencia.

Capítulo VI. Presión atmosférica

Los gases de la atmósfera por su propiedad de expansión, tienden a difundirse en el espacio, pero la atracción terrestre los mantiene sobre la superficie del planeta. Las capas superiores descansan sobre las inferiores, ejerciendo sobre ellas un peso conocido como presión atmosférica y su valor es tanto mayor cuanto más próximo al suelo nos encontremos.

Se puede definir la presión atmosférica como el peso de una columna de aire que se extiende desde un plano horizontal hasta el límite exterior de la atmósfera. Esta presión es la suma del aire seco y la tensión del vapor de agua que contiene y varía de un punto a otro de la atmósfera y en el transcurso del tiempo.*

La presión de un punto cualquiera del aire es la misma en todas direcciones, cuando el aire está en reposo. El peso de una columna de aire al nivel del mar, a la temperatura de 0°C y a la gravedad existente a 45° de latitud, está equilibrado por el peso de una columna de mercurio de 760 mm de longitud y como la densidad del mercurio es de 13,595 gr/cm³ tendremos:

$$\text{presión} = 760 \times 13.595 = 1\ 033.2 \text{ gr/cm}^2 = 1.033 \text{ Kg/cm}^2.$$

Esto significa que la atmósfera ejerce una presión de poco más de un kilogramo por centímetro cuadrado (1.033 Kg/cm²), por lo tanto, una persona de estatura media soporta al nivel del mar un peso de 15 toneladas aproximadamente. Sin embargo esta presión externa no se percibe porque se equilibra, dentro de ciertos límites, con la presión interna ejercida por los líquidos y gases de nuestro organismo. Esta acción de la presión atmosférica explica los trastornos de adaptación que sufren las personas al pasar del nivel del mar a zonas de alta montaña.

A) Variaciones de la presión

La presión atmosférica varía según la temperatura, la altura y la humedad. A un aumento de temperatura corresponde una dilatación del aire y por tanto una disminución de presión entre las moléculas del aire y viceversa, un descenso de temperatura produce una contracción del aire y en consecuencia un aumento en la presión.

Esta variación de la presión, en función de la temperatura, se observa en el transcurso del día y en el transcurso del año, con el cambio de las estaciones dando lugar a oscilaciones barométricas diarias y anuales.

Durante el día, la variación de la presión tiene un carácter aproximadamente cíclico, presentando dos máximas: a las 10 a.m. y 10 p.m. y dos mínimas: A LAS 4 a.m. y 4 p.m. A esta variación diurna de la presión se le da el nombre de "mareas barométricas". La amplitud de esta marea depende de la situación geográfica, siendo mayor en las zonas tropicales y menor en las altas latitudes.

La oscilación anual de la presión es insignificante en el Ecuador y aumenta hacia

* Papadokis, J. (40) pag 32

las altas latitudes y también es mayor en los océanos que en los continentes. Se piensa que estas oscilaciones se deben a la variaciones de temperatura y presión de la baja estratosfera

La presión además varía con la altura. Las capas inferiores de la atmósfera son más densas y soportan el peso de las capas superiores por lo que en el suelo la presión es mayor y va disminuyendo con la altura. Esta relación se expresa con la siguiente fórmula:

$$P = \rho g z \quad \text{donde:}$$

P = disminución de la presión
 = densidad del aire
 g = gravedad
 z = aumento de la altura

Como la densidad del aire depende de la temperatura y la presión, se puede calcular la disminución de la presión por unidad de elevación, encontrándose que en la proximidad del suelo la presión decrece 1 milímetro por cada 11 metros de altura, después de los 1 000 m decrece más lentamente.

Cuadro 6.1 Variación de la presión según Lorente

Altura en metros	0	500	1 500	2 000	2 500	3 500	4 000	5 000	6 000
Presión en mm	760	700	650	600	550	500	450	400	350

La Ciudad de México situada a 2 240 m de altitud tiene una presión media de 585 mm

Basándose en esta relación entre presión y altura, se ha construido el altímetro cuya parte sensible es un barómetro anerode.

B) Unidades para medir la presión

La unidad científica para medir la presión es el Bar, el cual equivale a :

$$\text{Bar} = \frac{1\,000\,000 \text{ dinas}}{\text{cm}^2} \quad \text{o sea } P = \frac{f}{s}$$

P = presión, f = fuerza, s = superficie

Como esta unidad resulta muy grande para medir presiones atmosféricas, en la práctica se usa el milibar que es la milésima parte del Bar. También se usa el hectopascal (hPa) que equivale a un milibar.

$$\text{mb} = \frac{1\,000 \text{ dinas}}{\text{cm}^2}$$

* Lorente, J. Ma. (25) pag

También se usan unidades de longitud, teniendo en cuenta que una columna de mercurio equilibra el peso de una columna de aire, un medio para conocer la presión atmosférica consiste en medir la longitud de dicha columna. Se puede usar como unidades el centímetro, el milímetro y la pulgada de mercurio.

Un centímetro de mercurio es la presión ejercida por una columna de mercurio de un centímetro de longitud a la temperatura de 0°C y a la gravedad standard.

Se da el nombre de gravedad standard al valor que la gravedad tiene a la latitud de 45° y al nivel del mar, este valor es de 980.62 cm/seg².

La presión atmosférica al nivel del mar, medida en las distintas unidades es la siguiente:

$$760 \text{ mm} = 29.92 \text{ pulgadas} = 1013.25 \text{ mb} = 1.033 \text{ Kg/cm}^2$$

A los valores antes escritos también se les llama "una atmósfera" y se usa como unidad de medida cuando la presión que se desea medir es muy grande.

El milibar corresponde aproximadamente, en peso, a 3/4 de un mm de mercurio, por ello, sin gran error se puede pasar de una presión dada en mm a milibares, añadiendo al número de mm su tercera parte, por ejemplo:

$$760 + 760/3 = 1013.3 \text{ mb}$$

Por el contrario, se pasa de milibares a mm restando a éstos su cuarta parte:

$$1013.3 - 1013.3/4 = 760 \text{ mm}$$

C) Instrumentos para medir la presión *

El instrumento para medir la presión atmosférica es el barómetro. La invención de los barómetros de mercurio se debe al físico italiano Torricelli quién construyó el primer aparato en 1643 y con él demostró que el aire tenía peso y que éste peso variaba durante el día.

Existen varios tipos de barómetros pero el más generalizado es el de mercurio, el cual puede ser de cubeta fija o de cubeta móvil.

El barómetro de mercurio tipo Fortin es de cubeta móvil y es de los más usados por su fácil manejo. Consiste en un tubo de vidrio con uno de sus extremos abierto y cerrado el otro, el cual ha sido llenado de mercurio e invertido en una cubeta que está parcialmente llena de mercurio. Al ser colocado el tubo invertido en la cubeta, parte del mercurio se vacía, dejando un espacio en la parte superior del tubo.

A este espacio se le llama "vacío de Torricelli".

* Fontseré, E. (15) pags 6-12-117-121

La presión que el aire ejerce sobre la superficie libre del mercurio de la cubeta, produce un ascenso del mercurio por el tubo, si la presión disminuye desciende la columna de mercurio. El extremo superior de dicha columna adquiere una forma redondeada por la densidad del mercurio que se llama menisco. Al medir la longitud de la columna de mercurio, se está midiendo la presión atmosférica.

El barómetro tipo Fortin tiene como característica que se puede subir o bajar la superficie libre del mercurio dentro de la cubeta mediante un tornillo. Tiene un tubo exterior metálico con una ranura a lo largo de la cual se mueve el vernier que se usa para hacer las lecturas. En este mismo tubo está la escala de medida, algunos llevan doble graduación: en milímetros y en milibares, además tiene un termómetro adjunto para conocer la temperatura a que se encuentra el barómetro.

El barómetro tipo Tonellot es de cubeta fija, tiene la ventaja que para hacer las lecturas barométricas sólo debe ajustarse el vernier, pero es indispensable que el volumen de mercurio sea constante.

Los barómetros generalmente tienen un diámetro de 5 a 20 mm. Los de mayor diámetro son los de mayor precisión.

Además de los barómetros de lectura directa se usan los barógrafos que son instrumentos registradores cuya parte sensible son barómetros aneroides que se basan en la deformación que experimentan unas cápsulas metálicas en cuyo interior se ha hecho el vacío, dichas deformaciones sirven como elemento sensible a los cambios de la presión atmosférica. *

FIGURA 6.1 BARÓGRAFO

Generalmente se usa un tipo de barógrafo en que las paredes de las cajas aneroides (aneroide = sin aire) sirven de resorte de resistencia, todas se encuentran unidas por el centro, por lo que se facilita hacer el vacío en ellas. En su construcción con frecuencia se usa una aleación metálica hecha de berilio y cobre.

Las cajas aneroides tienen un sistema de palancas que amplifican las deformaciones que sufren y se transmite hasta una barra en cuyo extremo hay una pluma la cual inscribe las variaciones de la presión en una gráfica que envuelve a un tambor, el cual gira, por un mecanismo de relojería dando una vuelta en 7 días o en 24 horas.

La principal aplicación del barógrafo es registrar las variaciones de la presión atmosférica y en este sentido es un valioso auxiliar porque permite conocer la "tendencia barométrica" o sea la variación de la presión en las últimas tres horas, dato importante para la predicción del tiempo.

Correcciones a la lectura barométrica **

A las lecturas hechas en un barómetro deben hacerse varias correcciones:

* Miller, A. (32) pag 26

** CIAAC (6) pags 86-90

- a) Instrumental y por capilaridad
- b) Por temperatura
- c) Por gravedad
- d) Por altitud
- e) Por humedad

La corrección instrumental se realiza porque generalmente todos los barómetros traen un error de fabricación que consiste en que no siempre se tiene la seguridad que el cero de la escala ha sido colocado con absoluta precisión. En este caso el fabricante entrega el aparato con el valor de la corrección que debe hacerse.

La corrección por capilaridad se hace debido a la depresión del mercurio en el tubo por efecto de la capilaridad, este error siempre es positivo y en barómetros comunes se supone de valor constante por lo que juntamente con el error de cero, da lugar a una sola corrección, que es la que suele constar en el certificado que acompaña al aparato y debe aplicarse a todas las lecturas barométricas.

La corrección por temperatura se realiza debido a que las lecturas de un barómetro de mercurio se ven afectadas por la temperatura a que se encuentra el instrumento, la cual está indicada por el termómetro adjunto que tiene el barómetro.

La corrección por temperatura no depende exclusivamente de las contracciones y dilataciones de la columna de mercurio, sino que también la escala metálica del aparato se dilata o contrae por efecto del calor, por lo que el coeficiente de dilatación que se calcula es el relativo del mercurio con respecto al latón de la escala. En consecuencia la corrección por temperatura consiste en reducir la temperatura del mercurio y de la escala, a la temperatura standard de 0°C, y en los barómetros graduados en unidades inglesas, a 32°F

La corrección por gravedad se aplica por las siguientes razones:

Los barómetros miden la presión atmosférica equilibrando el peso del mercurio contenido dentro del tubo del instrumento. Este peso depende de la gravedad del lugar en que se hace la lectura. Como la aceleración de la gravedad aumenta del Ecuador ($g=978 \text{ cm/seg}^2$) hacia los Polos ($g=983.19 \text{ cm/seg}^2$) los cuerpos pesan menos en el Ecuador que en los Polos.

Con el objeto de uniformar el procedimiento se ha adoptado como gravedad standard la de 980.82 cm/seg^2 que es el valor que se observa a los 45° de latitud. Por tanto la corrección por gravedad será cero para la latitud de 45° 32' 40", es positiva para localidades de mayor latitud y es negativa para estaciones situadas a menor latitud.

La corrección por gravedad se puede calcular por medio de la siguiente fórmula: *

$$C_g = B \frac{(g_1 - g_0)}{g_0}$$

* CIAAC (6) pag 91

- C_g = Corrección por gravedad
 B = Presión barométrica corregida por temperatura
 g_1 = Gravedad local
 g_0 = Gravedad standard = 980.62 cm/seg²

Para facilitar estos cálculos se han elaborado tablas que dan las correcciones necesarias.

Se hace la corrección por humedad porque se considera que en la atmósfera tipo el aire es seco y en la realidad el aire tiene cierta cantidad de vapor de agua

La corrección por altitud significa reducir la presión al nivel del mar.

En las correcciones antes mencionadas se obtiene la presión atmosférica al nivel en que se encuentra el observatorio. Si la información se va a utilizar para confeccionar cartas del tiempo, es necesario anular la influencia de la altitud y reducir la presión al nivel del mar, es decir, calcular cual sería el valor de la presión atmosférica de la estación si ésta se proyectara en una vertical hasta el nivel del mar, ya que es el único modo de hacer comparables los datos de estaciones situadas a diversas altitudes y para el trazado de cartas isobáricas que son básicas para hacer la evaluación del estado del tiempo.

Para evitar hacer continuos cálculos para cada estación se formula una tabla que da directamente la cantidad que hay que sumar a la presión en el observatorio para referirla al nivel del mar.

D) Sistemas de presión *

Al trazar las isobaras en un mapa del tiempo, se pueden formar:

- Centros de alta presión o anticiclones
- Centros de baja presión o ciclones, borrascas o depresiones
- Cuñas de alta presión
- Vaguadas

El centro de alta presión o anticiclón es una área en la cual las isobaras se cierran alrededor de una alta presión, los vientos circulan hacia afuera en el sentido de las manecillas del reloj, en el Hemisferio Norte y en el sentido contrario en el Hemisferio Sur.

En el centro del anticiclón, el aire es estable; en el día el cielo está despejado y en la noche se puede formar rocío o escarcha. Si el aire es húmedo se forman neblinas matinales y en algunos casos St y Sc.

FIGURA 6 2 DIBUJO DE ANTICICLÓN EN EL HEMISFERIO NORTE

FIGURA 6 3 DIBUJO DE ANTICICLÓN EN EL HEMISFERIO SUR

* SAG Compendio (44) pag 160-163

La cuña de alta presión o dorsal se forma cuando las isobaras no se cierran quedando abiertas en forma de U o V, la presión aumenta de las regiones adyacentes hacia el interior. El aire es estable, y si está seco habrá cielos despejados.

FIGURA 6 4 DIBUJO DE UNA CUÑA O DORSAL.

Las depresiones, ciclones o borrascas se forman cuando las isobaras se cierran alrededor de una baja presión, en este caso los vientos soplan hacia el interior en sentido contrario a las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte y en sentido directo, en el Hemisferio Sur.

FIGURA 6 5 (A) Y (B) DIBUJOS DE UN CICLÓN EN LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR

Como se verá en Meteorología tropical, el ciclón va acompañado de mal tiempo.

FIGURA 6 6 CORTE TRANSVERSAL DE UN CICLÓN

En las vaguadas las isobaras están curvadas en un extremo con la presión decreciente hacia el interior. Los vientos circulan como se muestra en la figura 6.8

Las vaguadas están ligadas frecuentemente a los frentes, originados por la convergencia de masas de aire. Hay inestabilidad en la capas bajas con un movimiento ascendente del aire caliente sobre el frío, produciendo mal tiempo.

También se observan vaguadas de origen térmico, en este caso, son regiones dónde la presión es relativamente baja y donde la convergencia y ascenso del aire provocan nubosidad y mal tiempo.

FIGURA 6 7 DIBUJO DE UNA VAGUADA O SURCO

E) Distribución geográfica de la presión

La distribución de las presiones en una carta del tiempo, se estudia mediante:

- Las isobaras, son líneas que unen puntos de igual presión barométrica *
- Las isalobaras, son líneas que unen puntos de igual variación bórica o tendencia barométrica, o sea la diferencia entre la presión actual y la observada tres horas antes
- Las isanómalas bóricas son las que unen puntos de igual anomalía barométrica, que es la diferencia entre la presión actual y la normal de la época

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 **

* Catalá, J. A. (5) pag 40

** Medina, M. (30) pag 92

El gradiente bórico se mide por la diferencia entre los milibares de dos isobaras consecutivas, dividida entre la distancia de ambas líneas, medida en cientos de kilómetros. Supongamos que las isobaras están trazadas cada 5 mb y la distancia entre dos de ellas es de 1 000 Km, el gradiente bórico será de 0.5 mb o sea, que la presión variará 0.5 mb cada 100 Km.

Para la previsión del tiempo se hacen mapas trazando las isobaras según los datos obtenidos en las observaciones sinópticas, en cambio para cartas estadísticas o climatológicas se usan las presiones medias mensuales, teniendo especial interés las de Julio y Enero.

Las máximas presiones se registran en los continentes durante el invierno y en los océanos, en el verano.

Observando los mapas correspondientes (figuras 7.7a y 7.7b), se verá que en el Hemisferio Norte, en Enero las mayores presiones están en Siberia y Norteamérica y en el mes de Julio cerca de las Azores y las Islas Hawai. En el Hemisferio Sur las máximas se localizan entre los 30° y 40° de latitud.

Las bajas presiones se registran en la zona ecuatorial y en las zonas subpolares. En el Norte, cerca de las Islas Aleutianas e Islandia y en el Hemisferio Sur, la baja es una banda que rodea al planeta a los 60° de latitud aproximadamente.

Esta distribución de la presión se debe no sólo a las diferencias de temperatura sino también está relacionada con la circulación del aire, como se verá más adelante.

La distribución de la presión de las capas de aire que no están en contacto con el suelo, se va modificando de tal modo que a 2 000 m sobre el nivel del mar aparece un máximo de presión sobre el Ecuador y un mínimo sobre los polos, como se puede ver en el siguiente cuadro:

Cuadro 6.2 Variación de la presión con la latitud y la altitud *

Altitudes	Latitudes					
	0°	20°	40°	50°	60°	80°
A 0 metros	758.0	759.2	762.0	760.7	758.7	760.5
A 2 000 m	601.0	600.9	598.0	593.0	587.6	582.0
A 4 000 m	471.0	469.9	463.6	457.0	451.9	445.2

F) Sistemas de presión en la República Mexicana

En el mapa de isobaras anuales de la República Mexicana se observa: a) zonas de alta presión bien definidas frente al Golfo de México y en la costa al NW de Baja California; b) zonas de baja presión en el norte de la Altiplanicie y frente a las costas de Guerrero y Jalisco, como se puede ver en el mapa de la figura 6.9

* Lorente, J. Ma. (25) pag 52

Estos sistemas de presión cambian en el transcurso del año. En la carta de isobaras de Enero, que corresponde al invierno, las altas presiones son las predominantes, especialmente en el norte del país y solo aparece una baja bien definida en el Pacífico frente a las costas del SE de México.

FIGURA 6 8 MAPA DE ISOBARAS DE ENERO DE LA REPUBLICA MEXICANA

En el mapa de isobaras de Julio (verano) se observan valores más bajos de presión en todo el territorio, especialmente hacia el centro y norte del país, además el sistema de baja presión del Pacífico se extiende hacia Baja California

FIGURA 6 9 MAPA DE ISOBARAS DE JULIO DE LA REPUBLICA MEXICANA

Como veremos más adelante, la distribución de estos sistemas de presión influye en la invasión de masas de aire tropical durante el verano que dan lugar a las lluvias de esta época, y en invierno a la invasión de masas polares.

Capítulo VII. El Viento

Viento es el aire en movimiento, cuando está en reposo se llama calma. En la atmósfera libre las corrientes de aire pueden tener un movimiento vertical de ascenso o descenso, llamado convección o bien un sentido horizontal o advección que es el más importante de los dos.

Si en un mapa del tiempo observamos la dirección del viento, veremos que tiene las siguientes características:

- a) Tiende a dirigirse hacia la más baja presión, en vientos de superficie
- b) El viento sopla, aproximadamente, a lo largo de las isobaras dejando a su izquierda las bajas presiones y a su derecha las altas, en el Hemisferio Norte y a la inversa en el Hemisferio Sur.
- c) En la desviación de los vientos hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur, hay una zona de transición entre los 10° de latitud norte y 10° de latitud sur, donde convergen los alisios.
- d) El viento es fuerte donde las isobaras están muy apretadas y débil donde están muy apartadas unas de otras
- e) El viento comienza moviéndose con lentitud pero cuando ha adquirido velocidad la mantiene durante largo tiempo.
- f) La componente vertical del viento sólo es grande en tormentas y tornados y menor en la turbulencia. La componente horizontal del viento es la que predomina.

Estas características se explican por las fuerzas que actúan sobre el viento: presión, rotación de la Tierra, fricción y gravedad.

A) Factores que influyen en el viento

La fuerza de la presión

Supongamos que se ha observado la presión atmosférica en un gran número de estaciones situadas al nivel del mar; si volcamos los valores observados en un mapa y trazamos las isobaras cada dos milibares, como se ha hecho en el siguiente dibujo, podremos señalar el gradiente bórico mediante las flechas simples.

FIGURA 7.1 EL GRADIENTE BÁRICO Y VIENTO BÁRICO

El gradiente horizontal de presión podemos definirlo como la disminución de la presión por unidad de distancia medida en la dirección en que el cambio de presión es más pronunciado. Sus características son las siguientes:

* Petterssen, S (41) pag 213-216

- 1) Siempre es perpendicular a las isobaras
- 2) Está dirigido de la región de alta presión hacia la de baja presión
- 3) Su magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre las isobaras, es decir, que donde las isobaras son más espaciadas es menor el gradiente bórico y viceversa

Si la fuerza originada por la diferencia de presión fuera la única que actuara sobre el aire, éste se movería en la dirección del gradiente bórico, tal como lo señalan las flechas dobles del dibujo. El viento así originado se llama viento de gradiente o viento bórico. Su velocidad está expresada en la Lev de Stephenson, "La velocidad del viento está en razón directa a la diferencia de presión de los puntos entre los cuales sopla".

En la realidad la dirección del viento no concuerda exactamente con el gradiente bórico porque intervienen otras fuerzas.

La fuerza desviadora de Coriolis *

Esta fuerza es el resultado de la rotación de la Tierra. Una masa de aire que viniera del norte con la velocidad (V), conservaría por inercia su dirección y velocidad a lo largo del meridiano; pero un observador, en el Hemisferio Norte que se mueve con la Tierra en su movimiento de rotación, encontraría que dicha masa va desviándose cada vez más hacia la derecha de su dirección y si estuviera en el Hemisferio Sur, hacia la izquierda, éste es el efecto de la fuerza desviadora de Coriolis. Su valor es el doble producto vectorial de la velocidad del viento por la velocidad angular de la rotación terrestre. La fórmula de la aceleración desviadora es:

$$D = 2V \quad \text{sen}$$

Dónde V es la velocidad del viento, omega la velocidad angular de la rotación terrestre y la latitud del lugar. En el Ecuador es nula la fuerza desviadora.

Como la desviación es proporcional a la velocidad del viento, cuando el viento es débil, la acción desviadora es pequeña y muy acentuada en los vientos fuertes, por lo que éstos soplarán casi paralelos a las isobaras

Esta desviación la expresó Ferrel de la siguiente manera: "Por efecto de la rotación de la Tierra se produce una fuerza tendiente a hacer cambiar la dirección del movimiento hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur". A esta fuerza se suma la desviación producida por la fuerza centrífuga, en el mismo sentido. **

FIGURA 7 2 DIBUJOS DEL VIENTO BÓRICO DESVIACION DE LOS VIENTOS POR LA FUERZA DE CORIOLIS

* Petterssen, S. (41) pags 220-223 Lorente, J.Ma. (25) pags 147-150

** Carrasco, P. (4) pag 172

La fuerza de la fricción

Las masas de aire próximas al suelo están en continuo rozamiento con la superficie del suelo produciéndose una fricción cuya intensidad varía con la naturaleza del suelo y sus accidentes, siendo mayor en los continentes y menor en los océanos. Sus efectos se transmiten de capa en capa, disminuyen con la altura de tal manera que a un kilómetro el efecto de la fricción es casi nulo.

La fricción tiene como resultado alterar la dirección del viento y disminuir su velocidad, disminuyendo con ello la fuerza desviadora, ya que ésta es proporcional a la velocidad del viento, en consecuencia predomina la fuerza del gradiente bórico, soplando el viento perpendicular a las isobaras.

En otras palabras, uno de los efectos de la fricción es hacer que el aire se mueva con una componente perpendicular a las isobaras, cruzándolas de altas a bajas presiones. En la atmósfera libre donde desaparece la fricción, hay un aumento en la velocidad del viento y su dirección se ajusta más a la dirección de las isobaras.

B) Viento Geostrófico y viento real *

El viento teórico resultante del balanceamiento del gradiente bórico y la fuerza de Coriolis recibe el nombre de *viento geostrófico*. Esta relación, entre la dirección del viento y las isobaras, la enunció en 1857 el meteorólogo holandés *Buys Ballot*, diciendo: "Un observador vuelto de espaldas a la dirección del viento, tendrá a su derecha las altas presiones, en el Hemisferio Norte y a su izquierda, en el Hemisferio Sur"

A elevaciones mayores de un kilómetro de altura el viento real es geostrófico y en régimen de circulación estacionario también, puesto que el efecto de la fricción no es perceptible. En las capas inmediatas sobre la superficie del suelo, el viento real no es geostrófico a causa de la fricción.

El viento real es la resultante del balanceamiento de las fuerzas de gradiente G , desviadora de Coriolis D , y de la fricción F

FIGURA 7.3 VIENTO REAL

La fuerza desviadora de Coriolis D , forma ángulo recto con la velocidad del viento y está dirigida hacia la derecha en el Hemisferio Norte, y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur. La fricción F es directamente opuesta a la velocidad del viento. Con los componentes D y F obtenemos la resultante R cuya aceleración deberá estar casi equilibrada por el gradiente de presión G .

El viento real soplará, por tanto, hacia las bajas presiones, desviado en un ángulo respecto de las isobaras como aparece en la figura 7.3

* Hufty, A. (20) pag 125 Fontseré, E. (15) pags 219-222

C) Convergencia y divergencia *

Los conceptos de gran utilidad para explicar una serie de fenómenos relacionados con los centros de presión, movimientos del aire y procesos de condensación y precipitación, por ello, aunque las corrientes verticales son lentas, adquieren gran importancia.

El viento sopla hacia las regiones de baja presión produciendo una afluencia de aire o convergencia que tenderá a ascender. El proceso inverso es la divergencia horizontal o evacuación de aire que se produce en las regiones de alta presión.

Supongamos un gran volumen de aire de paredes cilíndricas verticales descansando en el suelo, con presiones de 1 000 mb en la base y 800 mb en la cúspide. Si las bases se reducen por convergencia, como la masa tiene que conservarse, la columna se dilatará elevándose su cima de 800 a 400 mb por tanto, la convergencia en una capa de aire junto al suelo producirá una dilatación ascendente y una convergencia horizontal en la altura, irá acompañada de una dilatación descendente.

FIGURA 7 4 DIBUJO CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA

Las depresiones y vaguadas van acompañadas de convergencia en la superficie y de divergencia en la altura, mientras que en los anticiclones y dorsales existe una convergencia en la altura la cual produce una subsidencia o descenso de aire hacia la superficie que da lugar a su vez a una divergencia.

El aire ingresado en una región de convergencia tiende a compensarse con el emitido por una región de divergencia, en la base o en la altura, por lo que en una columna vertical de aire es muy poco el ingreso o salida total del mismo.

La tendencia de las células de divergencia a llevar encima otras de convergencia y viceversa, se llama "compensación de Dines". Esta tendencia se observa en la circulación general del aire.

D) Circulación general del aire **

Con este nombre se designa a los sistemas de viento que soplan en forma más o menos permanente en todo el planeta.

La principal fuente de energía para los movimientos de la atmósfera es el calentamiento solar. Como el aire es diatérmico a las radiaciones de onda corta solares, quien las absorbe es la superficie terrestre, la cual a su vez emite radiaciones calóricas de onda larga que calientan paulatinamente el aire.

El calentamiento de la Tierra es diferente en sus distintas latitudes debido a que los rayos solares inciden perpendicularmente en las regiones ecuatoriales y muy inclinados en las zonas polares, dando lugar a que las temperaturas se distribuyan en forma decreciente del Ecuador hacia los polos. Al calentarse el aire con más intensidad

* Miller, A. (31) pags 90-92 Huff, A. (20) pag 126

** Marin, R. (27) pags 44-49 Miller, A. (32) pags 100-103

en el Ecuador, se dilata y asciende creando en superficie una zona de baja presión; éste aire que se eleva es reemplazado por aire más frío y denso procedente de los polos.

Circulación meridional. Si la Tierra estuviera inmóvil y fuera homogénea los vientos de superficie se dirigirían desde los polos al Ecuador, siguiendo la dirección de los meridianos, al llegar ascenderían para después soplar del Ecuador a los polos. Es decir, que si el planeta no girase habría vientos procedentes de los polos hacia el Ecuador en superficie y en sentido contrario en la altura, con vientos ascendentes en el Ecuador y descendentes en los polos. A ésta circulación se le llama meridional

Efecto de rotación. Sabemos que el efecto de la rotación de la Tierra se manifiesta desviando los vientos a la derecha en el Hemisferio Norte, por consiguiente se tendrían vientos del Este a todas las latitudes cerca del suelo y vientos del Oeste en la altura.

Esto concuerda con la realidad únicamente en lo que se refiere a los vientos en la altura ya que las observaciones aerológicas han demostrado que los vientos por encima de los 3 Km son del Oeste en todas las latitudes, en tanto que las observaciones de superficie han probado que no hay vientos del Este en todas las latitudes. Si esto fuera así, una consecuencia sería que la fricción del aire con el suelo, haría que la Tierra poco a poco fuera perdiendo su velocidad de rotación.

Cinturones de presión

El desigual calentamiento del planeta da lugar a la formación de varias zonas o cinturones de presión. En el Ecuador se forma un cinturón de baja presión y cerca de los trópicos, aproximadamente a 30° de latitud, se localiza una zona de alta presión, que constituye el llamado anticiclón subtropical.*

Entre los 55° y 60° de latitud norte y sur, se forma un cinturón de baja presión denominado "baja subpolar" y finalmente sobre los casquetes polares existe una zona de alta presión. Esta distribución de presiones se muestra en la figura 7.7.

Estas zonas de presión determinan la convergencia del viento en el Ecuador y su ascenso para después dirigirse hacia los polos. A medida que avanza se va haciendo más frío y pesado por lo que al llegar a la latitud de 30° aproximadamente, su densidad y peso lo hace subsidir creando en superficie la zona de alta presión subtropical. Al llegar al suelo, parte de este aire se dirige hacia la baja subpolar y parte hacia la baja ecuatorial.

El aire que sopla de los polos a la baja subpolar, se encuentra con el aire más caliente y húmedo procedente de la alta subtropical formándose el "frente polar". Como el aire caliente es más ligero, es obligado a ascender por encima del aire frío que siendo más denso, se queda en la superficie.

El aire que asciende se dirige en la altura hacia el polo, donde subside y otra parte regresa para descender sobre la alta subtropical. De este modo se forman tres células de circulación: la célula ecuatorial, la de latitudes medias y la célula del frente

* Rosby, C. G (43) pags 16-17

polar.

FIGURA 7.5 LAS TRES CÉLULAS DE CIRCULACIÓN ATMOSFERICA DEL HEMISFERIO NORTE

Debido a la rotación de la Tierra, los vientos de superficie de la primera célula se desvían, siendo del NE en el Hemisferio Norte y del SE en el Hemisferio Sur. Se les llama vientos alisios.

En la célula de las latitudes medias los vientos desviados son del SW o del WSW en el Hemisferio Norte y del NW o del WNW en el Hemisferio Sur. Se les llama vientos "predominantes del oeste"

En la célula del frente polar los vientos son del NE en el Norte y del SE en el Hemisferio Sur, se les denomina "vientos polares".

En la altura, los vientos de la primera y tercera célula, del Hemisferio Norte se desvían hacia la derecha produciendo vientos del W. En la segunda célula deberían ser vientos del Este pero como la cantidad de aire que está fluyendo del W de las células ecuatorial y polar es muy grande, por fricción y por arrastre obliga a estos vientos a modificar su dirección siendo también desviados hacia el W

FIGURA 7.6 CIRCULACIÓN GENERAL DEL AIRE

Distribución de continentes y océanos.

La existencia de continentes y océanos con una distribución asimétrica e irregular, modifica el modelo de circulación del aire descrito anteriormente. La primera modificación que introducen las masas continentales es el rompimiento de los cinturones de presión en centros cerrados de alta y baja presión. El cinturón de alta subtropical se rompe en anticiclones cerrados que constituyen los anticiclones semipermanentes del Pacífico y del Atlántico.

En el Hemisferio Norte el cinturón de baja subpolar se rompe en los ciclones semipermanentes que forma la Baja de las Aleutianas y la Baja de Islandia. En el Hemisferio Sur, por la predominancia de los océanos en la región de la baja subpolar, subsiste el cinturón de baja presión rodeando el planeta.

Un segundo efecto que producen las masas continentales y oceánicas, es un cambio en la dirección del viento debido a la diferencia de calentamiento que experimentan en el transcurso del año.

En el verano los continentes están más calientes que los océanos formándose una baja presión continental y una alta oceánica. Durante el invierno el enfriamiento es más intenso en los continentes que en los océanos por lo que se invierten los sistemas de presión, los cuales a su vez producen un cambio en la dirección del viento, como lo veremos en la circulación monzónica.

* Madercy, L. E. (26) pags 27-31

** Papadokis, J. (40) pags 40-41

FIGURA 7.7 MAPAS DE CIRCULACIÓN DEL VIENTO. (A)ENERO (B)JULIO

E) Circulación regional.

Las variaciones periódicas de la presión en diferentes regiones de la Tierra, se manifiestan por cambios en la dirección y velocidad del viento, dando lugar a circulaciones de aire regionales y locales. Las más importantes son las siguientes:

Circulación Regional	Monzones Ciclones tropicales Ciclones subtropicales
Circulación Local	Brisas de mar y tierra Brisas de valle y montaña Convecciones locales

Circulación monzónica. *

La circulación tipo monzón se debe a la diferencia de calentamiento que experimentan los océanos con respecto a los continentes. Durante el verano los continentes se calientan más rápidamente que los océanos alcanzando mayor temperatura, ésto se debe a dos causas:

- Las aguas oceánicas tienen mayor calor específico que los continentes por lo que tardan más en calentarse
- El calor se trasmite de la superficie del mar hasta unos 300 m o más de profundidad, en tanto que en los continentes el calor se propaga únicamente en una capa de 8 a 10 m, según la naturaleza del suelo.

Esta circunstancia también influye para que en invierno el enfriamiento de las tierras sea más rápido que el de los océanos.

Esta diferencia de temperatura determina que se formen zonas de relativa alta presión sobre los continentes en invierno y de relativa baja presión en verano, haciendo que los vientos soplen de mar hacia tierra en verano y desde la tierra al mar en invierno. Este régimen de vientos se conoce con el nombre de *monzón* que significa estación en árabe.

Debido a la magnitud del continente asiático, en esta región los monzones tienen particular intensidad y son los causantes de las torrenciales lluvias de verano del SE de Asia.

FIGURA 7.8 (A) Y (B) CIRCULACION MONZONICA EN VERANO Y EN INVIERNO.

El estudio de los ciclones tropicales se abordará en Meteorología Tropical y el de los ciclones subtropicales en el capítulo de Frentes.

FIGURA 7.9 ZONAS AFECTADAS POR MONZONES

* Derck, E. (12) pag 152 Viaut, A. (50) pag 101

F) Circulaciones locales

Brisas de mar y tierra. *

Las brisas de mar y tierra son semejantes a la circulación monzónica porque se deben al desigual calentamiento de las regiones costeras con respecto a los océanos adyacentes.

Durante el día el Sol calienta a la superficie terrestre pero las zonas litorales absorben más calor que el mar en el mismo lapso de tiempo, por lo que el aire que está en inmediato contacto con el suelo se calienta más rápidamente que el aire que está sobre el agua. Como resultado de esta diferencia de temperaturas se forma una región de relativa baja presión en las zonas costeras y de relativa alta presión sobre las aguas adyacentes, en consecuencia el aire se mueve del mar hacia la tierra. A éste viento se llama "brisa de mar"

La intensidad de la brisa de mar depende de la diferencia de calentamiento de las playas con respecto al mar. Así en los días nublados, cuando el calentamiento no es muy intenso, la brisa de mar casi no se nota y a veces no se produce. La brisa afecta desde unos cuantos Km mar adentro, hasta unos 50 o 60 Km tierra adentro.

El viento puede alcanzar velocidades de 8 a 10 nudos y en casos extremos más de 40 nudos. Como la velocidad depende de la diferencia de calentamiento, la brisa suele ser más intensa en las costas Oeste del Continente Americano que en las costas del Este, debido a que las aguas del Pacífico son más frías que las del Atlántico.

Durante la noche ocurre lo contrario de lo antes expuesto. Al ponerse el Sol, los continentes se enfrían más rápidamente que los océanos cercanos, formándose una región de relativa baja presión sobre los mares y de relativa alta presión sobre los continentes, en consecuencia en la noche los vientos soplan de tierra al mar. Este sistema de vientos se llama "brisa de tierra"

FIGURA 7.10 (A) Y (B) BRISAS DE MAR Y TIERRA

Las brisas sólo afectan una capa de aire cuyo espesor no pasa de 500 metros de altura. La profundidad de la capa afectada depende de la magnitud de la diferencia de calentamiento entre la costa y el mar.

Para que se produzca la brisa de mar o de tierra es preciso que el gradiente de presión sea débil, en caso contrario el viento producido por el gradiente bórico predominará, nulificando a las brisas.

Brisas de valle y montaña. **

Durante el día, el aire que se encuentra en inmediato contacto con las laderas de las montañas se calienta y ésto produce un movimiento ascendente de las partículas de

* SAG. Compendio (44) pags 131-134

** SAG. Compendio (44) pags 134-135 Miller. A. (32) pags 96-98

aire a lo largo de la pendiente. Este viento que sopla de los valles hacia las montañas recibe el nombre de "viento anabático" o brisa de valle. Las corrientes anabáticas, en terreno montañoso pueden producir turbulencia de gran intensidad especialmente en los días calurosos de verano. La intensidad de esta corriente decrece e medida que se oculta el Sol y desaparecen por completo en la noche.

FIGURA 7 11 (A) Y (B) BRISAS DE VALLE Y DE MONTAÑA

Durante la noche el enfriamiento que experimentan las laderas de las montañas produce a su vez un fuerte enfriamiento de las partículas de aire que están en su inmediato contacto. Al enfriarse, aumenta su densidad y comienzan a resbalar cuesta abajo, produciendo un viento que va desde las partes altas de la montaña hacia los valles. Estos vientos se conocen con el nombre de "vientos katabáticos" o brisa de montaña.

Las corrientes katabáticas, en terreno montañosos, pueden dar lugar a turbulencias de gran peligro para los vuelos nocturnos. Si las laderas están desprovistas de vegetación, los vientos son más intensos. Ejemplos de éstos vientos katabáticos, casi siempre impetuosos, que bajan de las comarcas altas y frías hacia el mar son: el bora, viento frío y seco que sopla en las costas de Istria y Dalmacia hacia el Adriático y el mistral del valle del Ródano.

Para que se produzcan corrientes anabáticas y katabáticas es preciso, como en el caso de las brisas, que el gradiente de presión sea muy débil, en caso contrario éste predominará

Efecto Foehn. *

Se da este nombre al calentamiento que experimenta el aire cuando es obligado a desbordarse cuesta abajo, en el lado de sotavento de las montañas. El calentamiento se debe a la compresión que sufre el aire al ir llegando a niveles con presión cada vez mayor. Dicho calentamiento será más intenso a medida que sea mayor la velocidad del viento y la pendiente de la montaña.

El foehn es un viento cálido y seco que sopla al norte de los Alpes, se produce de la siguiente manera: el aire húmedo que viene del Mediterráneo encuentra la cadena de los Alpes por lo que se eleva; como al ascender se enfría, el vapor de agua que lleva se condensa y precipita en la ladera de barlovento, de tal manera que al pasar las cúspides está frío y seco. Comienza a descender por sotavento, calentándose adiabáticamente y cuando llega a la parte baja es un viento cálido y seco.

Supongamos que el aire antes de ascender tiene una temperatura de 15°C, como es húmedo, disminuirá su temperatura 0.6°C por cada 100 m que ascienda; cuando haya llegado a 2 000 m estará a 3°C. Al descender por la ladera opuesta, como ya es aire seco, se calentará 1°C por cada 100 metros, por lo que al llegar a una altura igual a aquella de donde empezó a elevarse estará a 24°C siendo un viento cálido y seco.

Este fenómeno generalmente se produce cuando hay una cordillera cercana a la

* SAG. Compendio (44) pags 135-137

costa y se designa con el nombre de "efecto foehn" porque es el viento más conocido.

Este fenómeno se observa en la pampa argentina en determinadas épocas del año, cuando desde la cordillera de los Andes sopla un viento muy caliente y seco llamado "zonda" por los habitantes de la región. En el centro Oeste de Estados Unidos se produce el Chinook, viento cálido y seco procedente de las Rocosas, cuando asciende por la vertiente de barlovento a veces produce nevadas. *

FIGURA 7.12 EFECTO FOEHN

En invierno el efecto del Foehn es muy brusco. Si el suelo está cubierto de nieve, ésta se funde rápidamente y si la capa es muy profunda, el deshielo puede provocar desbordamiento de ríos. En otros lugares la alta temperatura, sequedad excesiva y vientos fuertes, origina desagradables reacciones en la población: dolores de cabeza, irritabilidad y malestar general. Además, el Foehn al secar la tierra, los árboles y la vegetación, crea condiciones propicias para los incendios forestales

En la República Mexicana se observa el efecto Foehn en la costa del Golfo. Los vientos húmedos procedentes del mar al llegar frente a la Sierra Madre Oriental ascienden produciendo lluvias en la vertiente costera y al descender por sotavento, ya secos se van calentando adiabáticamente y al llegar a la llanura producen la zona esteparia del Bolsón de Mapimi, Salado de San Luis y valle de Tehuacán.

Cambios en la velocidad del viento. En general se puede afirmar que los vientos tienen una variación cíclica: máxima intensidad durante el día y mínima durante la noche. Esto se debe a que durante el día, el calentamiento desigual del terreno provoca movimientos de las partículas en sentido vertical y horizontal y en la noche el enfriamiento nocturno provoca un asentamiento de las partículas disminuyendo su velocidad. Lo anterior puede afirmarse de los primeros 300 metros porque encima de éste nivel no influye el enfriamiento nocturno y el viento puede ser intenso.

Cuadro 7.1 Cuadro de vientos locales **

Viento	Localización	Características
Foehn	Alpes	En sotavento, cálido y seco
Bora	NE del Adriático, Mar Negro y Egeo	Frío acompañado de heladas y nevadas
Mistral	Valle del Ródano	Tempestuoso, frío y seco
Purga y Burán	Norte y NE de Asia	Tempestuosos. Arrastran gran cantidad de polvo de nieve
Siroco	Mediterráneo oriental	Cálido y seco. Lleva gran cantidad de arena y polvo
Khamsin	Península Arábiga y Egipto	Cálido y seco con arena y polvo
Simún	Egipto	Muy cálido y seco con arena y polvo
Blizzard	Oriente de las Montañas Rocosas	Frío acompañado de nevadas

* Huff, A. (20) pag 94

** Llaugé, D.F. (24) pags 88-89

G) Vientos predominantes en la República Mexicana *

Por su localización astronómica, la parte sur del país está dentro de la zona en que dominan los vientos alisios y la parte norte en la zona subtropical de alta presión en que predominan los vientos del oeste, entre los anticiclones de los océanos Atlántico y Pacífico.

A partir del equinoccio de primavera, del H.N., se inicia el desplazamiento de la zona subtropical de alta presión hacia el norte quedando la mayor parte del país bajo la influencia de los alisios del noreste los que adquieren elevada humedad en su paso por el Golfo de México. Estos vientos penetran hasta la S.M. Occidental y originan las lluvias que se registran en verano y parte del otoño.

El extremo sur del país queda bajo la influencia de la "zona intertropical de convergencia" (ITC) que en esta época, se desplaza hacia el norte.

Después del equinoccio de otoño y durante todo el invierno, la faja subtropical de alta presión y la zona de los alisios, se desplazan hacia el sur dominando los vientos del oeste en el norte. Los alisios no avanzan más allá de la zona costera.

Los vientos "predominantes del Oeste" se originan en la zona anticiclónica donde descienden las calmas tropicales, son cálidos y secos en verano y fríos en invierno, originando las zonas áridas del noroeste de la República.

Estos vientos del Oeste por su escasa humedad originan la sequedad que predomina en la época invernal del año pero también traen consigo algunas de las perturbaciones características de las latitudes medias como depresiones ciclónicas y frentes fríos, los llamados "nortes" que afectan al país en invierno.

Estas masas de aire polar, procedentes del sur de Canadá, al pasar por el Golfo de México recogen humedad y producen precipitaciones aisladas.

Los monzones y brisas afectan únicamente las zonas costeras.

FIGURA 7 13 (A) Y (B) MASAS DE AIRE Y FRENTES EN VERANO E INVIERNO EN LA REPUBLICA

También son importantes los ciclones y frentes polares. A fines del verano y principios del otoño son frecuentes los ciclones tropicales que se forman en el Golfo de México y el océano Pacífico. A pesar de que estos fenómenos meteorológicos, cuando se acercan a las costas mexicanas, causan grandes desastres, también traen beneficios porque alimentan de agua dulce a las presas y vasos de almacenamiento, tan necesaria, sobre todo, para las zonas áridas del norte.

Durante el invierno llegan al territorio mexicano masas polares que reciben el nombre local de "nortes" y producen nublados y un acentuado descenso de temperatura.

Los sistemas frontales provenientes del Pacífico Norte, originan el 80% de la

* Instituto de Geografía (21) pags 8-9

precipitación invernal en le vertiente occidental de la península de Baja California desde el paralelo 27° hasta Tijuana y el 50% de la lluvia anual del noroeste de Sonora.

En verano, según Hales (1972), se produce una surgencia de aire fresco y húmedo al sur del Golfo de California que avanza hacia el noroeste en el sentido longitudinal del Golfo, al calentarse desde abajo se vuelve inestable y origina grandes masas nubosas y chubascos. *

* Instituto de Geografía (22) Jauregui, E. pags 147-148

Capítulo VIII. Meteorología tropical

En la amplia zona ocupada por el cinturón intertropical el aire es por regla general inestable y cargado de humedad, desarrollándose con frecuencia chubascos y tempestades devastadoras.

A) Perturbaciones tropicales

Debido a la gran variedad de intensidades, las perturbaciones tropicales se han clasificado de la siguiente manera: *

1) Ondas del Este. Se producen en el cinturón de los alisios, son líneas de flujo onduladas sobrepuestas a los vientos del Este. Se distinguen porque aparece un surco de bajas presiones apuntando hacia el Norte, en las isobaras de los vientos alisios. Al acercarse una onda del Este, al principio el cielo está despejado con algunos cumulus aislados y el viento es del ENE. Se registra una inversión en las capas bajas de los alisios, con aire húmedo abajo y aire seco arriba. A medida que avanza el surco de baja presión, los vientos giran más hacia el norte, la inversión se eleva y se desarrollan cumulonimbus que producen grandes chubascos y tormentas eléctricas. Al avanzar la onda hacia el oeste la inversión de los alisios desciende y de nuevo el cielo se despeja. Estas ondas son frecuentes, sobre todo en el verano en el Hemisferio Norte.

FIGURA 8.1 TIEMPO ASOCIADO CON UNA ONDA DEL ESTE.

2) Depresión tropical. Es un centro de baja presión que se forma frecuentemente en las proximidades de la zona de convergencia intertropical. Se caracteriza porque los vientos son menores de 25 nudos, su movimiento es errático y a veces permanece estacionado varios días en un lugar. Estas depresiones son importantes porque producen abundantes precipitaciones.

3) Tormenta tropical. Es un centro bien definido de baja presión hacia donde soplan vientos de 25 a 75 nudos. Se desarrollan principalmente en verano originando severas tempestades. El Golfo de Bengala y el Mar de Arabia son regiones propicias para la formación de estos centros de baja presión que coinciden con el surco de bajas presiones del monzón. Se desplazan hacia el Norte y Noroeste de la India por lo que una parte considerable de la precipitación monzónica tiene su origen en estos sistemas de bajas presiones superpuestos al monzón.

La formación de tormentas tropicales también es frecuente en el Golfo de México, Mar Caribe y proximidades de las Islas Filipinas.

4) Ciclón. Es un centro de muy bajas presiones, alrededor del cual los vientos soplan con velocidades que exceden de 75 nudos. Las tempestades que se producen se llaman ciclones en la India, tifones en Japón, baguíos en Filipinas, willy-willies en Australia y huracanes en el Caribe. **

* Friedman, R.M. (16) pags 53-55

** Derek, E. pags 166-168

B) Evolución de un ciclón tropical.

Los ciclones tropicales se desarrollan en el verano y principios de otoño en la zona entre 8° y 15° de latitud, fuera del cinturón ecuatorial de baja presión porque allí no se hace sentir la fuerza de Coriolis, fuerza necesaria para que comunique al aire el movimiento de giro alrededor del centro de baja presión.

Los ciclones comienzan sobre océanos cuya temperatura es superior a 27°C, a partir de una depresión tropical o una onda del Este. Se desarrollan de la siguiente manera: *

a) El Sol calienta grandes masas de aire húmedo (oceánico), este aire asciende en forma de columna. Para ello se requieren altas temperaturas en la superficie, a fin de que se produzca un fuerte gradiente, indispensable para mantener la circulación vertical en un ciclón. Es decir, que se necesita una marcada inestabilidad convectiva desde cerca de la superficie hasta gran altura.

b) El vacío que deja el aire que asciende es ocupado por aire que penetra por debajo y debido a la rotación terrestre, adquiere un movimiento en espiral, en sentido contrario a las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte, e inverso en el Hemisferio Sur.

c) El aire al ascender se enfría, el vapor de agua que lleva se condensa formando grandes sistemas nubosos, cumuloniformes en el centro y cirrosas en la periferia. Se producen abundantes precipitaciones.

d) El calor latente de vaporización (600 cal/gr) que se liberó al producirse la condensación, acelera la corriente ascensional del aire, se convierte en el motor del huracán.

Es un proceso físico en que grandes cantidades de energía solar son transformadas en energía cinética.

e) Al llegar a su máximo desarrollo, los vientos giran en espiral cada vez con mayor velocidad, llegando con frecuencia a más de 200 Km por hora. Se generan tremendas fuerzas centrífugas que crean en el centro del huracán una zona de calma llamada "ojo del ciclón", con un diámetro de 15 a 30 Km, donde la presión es muy baja y las nubes están organizadas en forma circular a su alrededor, el viento es ligero y el oleaje confuso, de olas entrecruzadas.

f) Al llegar el ciclón a su madurez, la presión central deja de descender, ya no aumenta la velocidad del viento y el área de la tempestad se extiende horizontalmente, siendo atraídas hacia el remolino grandes masas de aire.

g) El área de vientos fuertes y de mal tiempo se sitúa a la derecha de la dirección en que se está moviendo la tempestad. Asimismo la altura de las olas es máxima

h) El ciclón se desplaza sobre el mar a una velocidad de 20 a 30 Km por hora. Su diámetro varía de 75 a 1 300 km y su duración es de 9 a 25 días pudiendo

* CONACYT (9) pags 2-12 Carpenter, C. (3) pag 36

recorrer trayectos hasta de 3 000 Km.

i) En sus etapas de desarrollo y madurez la mayor parte de las tempestades se mueven hacia el Oeste y se alejan del Ecuador

j) El ciclón declina cuando se sitúa sobre tierra o cuando su trayectoria se curva hacia el Norte, donde se localizan los anticiclones subtropicales. La tempestad amaina en tierra porque la lluvia produce un enfriamiento en las capas bajas del aire dando lugar a un gradiente térmico estable

En algunos casos los ciclones en su trayectoria hacia el Norte engranan con perturbaciones extratropicales y resurgen como grandes tempestades.

FIGURA 82 CICLÓN TROPICAL

La nubosidad que acompaña a un ciclón es muy variada. En los bajos niveles se presentan estrotocumulus y nimbostratus, más arriba altostratus y altocumulus y en el área de mayor convergencia cumulonimbus. La lluvia continua proviene de los altostratus y los chubascos de los cumulonimbus. *

La precipitación es abundante en la parte interior del anillo de los vientos máximos pudiendo registrarse de 15 a 25 cm en 24 horas y en casos excepcionales más de 100 cm.

Por su larga duración y extensa area que ocupan, los ciclones son más destructivos que los tornados. Los daños que causan se deben a la presión del viento sobre las construcciones y sembrados de las zonas costeras y a las inundaciones, debido a que el nivel del mar se eleva en las proximidades del centro de la tempestad más de 5 metros y se producen olas alrededor de los 10 metros de altura. A esta acumulación de agua, que se desborda en las zonas costeras, se suma la abundante precipitación, produciéndose inundaciones devastadoras.

A pesar de estos aspectos negativos, para algunos países como México, es importante el aporte del agua que producen los ciclones para elevar el nivel de ríos y presas, de los cuales depende el riego agrícola y la generación de energía eléctrica.

FIGURA 83 GRAFICA DE CICLONES EN EL OCEANO PACIFICO Y EN EL ATLANTICO

La mayor frecuencia de ciclones en el Caribe y Atlántico Norte ocurre de Agosto a Octubre y no se producen en el periodo de Diciembre a Marzo. **

En el Lejano Oriente: Mar Arábigo, Golfo de Bengala y NW del Pacífico puede haber ciclones en cualquier época del año pero en mayor número durante el verano y principios de otoño.

El Atlántico Sur es la única región oceánica libre de ciclones debido a que la temperatura de la superficie del mar es muy baja en las latitudes propicias para que se

* Theon, J. (48) pags 18-19

** Marin, R. M. (27) pags 46-48

generen ciclones.

FIGURA 8.4 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES Y TEMPERATURA DEL MAR

Disipación de los ciclones.

La trayectoria normal de los ciclones es hacia el Oeste pero al ir avanzando su dirección va cambiando gradualmente hacia el NW hasta llegar a una latitud entre 20° y 30°. En esta zona los vientos predominantes del W hacen que el ciclón disminuya su velocidad y comience a desplazarse hacia el Norte y NE. A este cambio de dirección se llama "recurvamiento" y tiene lugar a más baja latitud en Octubre. *

Una vez que el ciclón ha recurvado, tiende a perder intensidad sobre todo si llega a una zona de subsidencia o de aire seco, o se desplaza sobre corrientes marinas frías.

FIGURA 8.5 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES Y LAS CORRIENTES MARINAS

En el mapa de la figura 8.7 se puede observar la influencia de las corrientes marinas en la formación, trayectoria y disipación de los ciclones. Las corrientes cálidas son propicias para su génesis, en cambio las corrientes frías son destructoras de huracanes.

Si se desplaza sobre una isla o península de área reducida casi no le afectará, pero si entra a una gran extensión de tierra perderá fuerza rápidamente y si se encuentra ante una cordillera perderá velocidad e intensidad en corto intervalo, disipándose con gran rapidez.

Esto se observa en los ciclones que entran a las costas del Golfo de México, ante la cordillera de la Sierra Madre Oriental, los vientos pierden intensidad rápidamente aunque las precipitaciones se prolonguen por más tiempo

FIGURA 8.6 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES EN MÉXICO

FIGURA 8.7 MAPA DE LA REPÚBLICA CON NÚMERO DE CICLONES

C) Convergencia inter-tropical. **

Dentro de la Meteorología Tropical, además de los ciclones, es importante estudiar la "convergencia intertropical", (ITC) fenómeno que se produce en la zona ecuatorial. Algunos lo llaman "frente intertropical" o "frente ecuatorial", en forma inapropiada porque no existen las características de un frente, puesto que las masas de aire que convergen son de temperatura y densidad semejantes.

La zona de convergencia intertropical se forma en la región ecuatorial, donde se encuentran los vientos alisios del Hemisferio Norte y del Hemisferio Sur. Se observan las siguientes características:

* Fontseré, E. (15) pags 229-235

** Pettersen, S. (41) pags 374-375

Carpenter, C. (3) pag 43

- a) El eje de separación de las masas de aire se mantiene casi vertical en oposición a la inclinación que tienen los frentes
- b) La zona de convergencia intertropical tiene una orientación de E a W en tanto que los frentes es casi de N a S
- c) La convergencia se produce cerca del Ecuador geográfico donde convergen los vientos alisios, dicha zona se traslada del Hemisferio Sur al Norte y viceversa, según las estaciones del año.
- d) En la zona de convergencia se forma una banda nubosa de 50 a 100 Km de ancho constituida por Sc, Cu congestus y Cb cuyas bases pueden estar a escaso 500 m sobre el suelo y las cúspides pueden llegar a más de 8 000 m, produciendo abundantes lluvias, granizadas y tormentas eléctricas.
- e) A ambos lados de la convergencia intertropical se forman capas nubosas de Ac y As con lluvias moderadas
- f) El movimiento de esta zona es impredecible, una vez que se forma se mueve hacia el norte o hacia el sur con velocidad variable y de pronto desaparece.

En la figura 9.12 se observa que la zona de convergencia intertropical se desplaza hasta el norte de la República Mexicana llevando consigo nubosidad y precipitaciones. *

FIGURA B.8 NUBOSIDAD EN LA CONVERGENCIA INTERTROPICAL

Tormentas locales

Otro fenómeno característico de las zonas tropicales son las tormentas locales llamadas también "tormentas de calor". Suelen formarse con escaso gradiente de presión, fuerte humedad, temperatura elevada cerca del suelo y atmósfera inestable. Las tormentas locales se desarrollan en las horas de sol y al atardecer se desplazan con el viento predominante. Debido a la inestabilidad del aire y elevada humedad son características de estas tormentas convectivas, los cumulonimbus, por lo que el tiempo es violento con chubascos y descargas eléctricas, el fuerte gradiente térmico alimenta las corrientes convectivas dentro de las nubes. La parte álgida del fenómeno tiene escasa duración, alrededor de una hora. **

En las zonas montañosas donde el contraste de temperatura entre las hondonadas y las vertientes es grande, las tormentas de calor son más intensas con espectaculares descargas eléctricas.

En el mar las tormentas se forman sobre todo entre medianoche y la salida del Sol porque se conserva más caliente que las zonas continentales.

* Instituto de Geografía (22) Jauregui, pags 147-149

** Theon, J. (48) pag 73

D) Turbulencia.

Se da el nombre de turbulencia al movimiento desordenado de las partículas del aire. El flujo turbulento se caracteriza por bruscas fluctuaciones en la intensidad de las corrientes, en periodos irregulares que no pasan de unos cuantos segundos. La intensidad de las ráfagas aumenta a medida que es mayor la velocidad del viento, accidentado el terreno y menor la estabilidad del aire. *

Se dice que el aire es estable cuando no existen corrientes verticales y es inestable si tiene condiciones que favorezcan la formación de las mismas. El grado de estabilidad de una capa atmosférica depende de la distribución vertical de temperatura. Si la temperatura disminuye a razón de más de 1°C por cada 100 metros de altura el aire es estable y si disminuye menos, será inestable.

El aire no sopla con regularidad sino a ráfagas, sólo en corrientes muy débiles, menores de 4 m/seg el aire fluye con estructura laminar, pasando de este límite aparece la turbulencia, variable según la topografía del terreno.

A pesar de la variabilidad del viento, este sigue determinadas "líneas de flujo". Si una masa de aire sopla por un valle y éste se estrecha, las líneas de flujo convergen aumentando su velocidad, lo mismo ocurre en la cima de las montañas, produciendo remolinos en el lado de sotavento, de gran peligro para la navegación aérea. La turbulencia puede ser iniciada por varias causas: mecánicas, térmicas y termodinámicas.

Turbulencia de origen mecánica. Es causada por la fricción de las partículas de aire con el suelo o por la presencia de accidentes orográficos. Si la pendiente de la montaña es grande se producirán intensos remolinos por el lado de barlovento y mayores aún por el lado de sotavento, dando lugar a fuertes corrientes descendentes, pero si la pendiente es pequeña, los remolinos que se forman son de poca importancia y sólo se deberán a la fricción con la rugosidad del terreno.

FIGURA 8 9 TURBULENCIA MECANICA

Turbulencia de origen térmico. Se debe a las diferencias de calentamiento según la naturaleza del suelo. Las superficies rocosas y de colores opacos irradian más calor que las húmedas, cubiertas de vegetación y de colores brillantes por lo que el aire que se encuentra inmediatamente encima de éstas superficies se calentará en forma diferente, adquiriendo un movimiento de ascenso de desigual intensidad, lo que da por resultado un movimiento desordenado de las partículas de aire. A las corrientes verticales que se forman se les llama "convectivas". Si el aire es inestable la convección puede llegar a gran altura produciendo turbulencia a más de 3 Km por encima del terreno.

Como las corrientes convectivas se deben al sobrecalentamiento del suelo, éstas desaparecen durante la noche, desapareciendo con ellas la turbulencia resultante.

FIGURA 8 10 TURBULENCIA TERMICA

* Fontseré, E. (15) pags 222-223

Turbulencia de origen termodinámico. Se debe al grado de inestabilidad del aire. Cuando la distribución de temperatura en la vertical favorece la formación de corrientes convectivas, se produce la turbulencia de origen termodinámico. La inestabilidad del aire se presenta por niveles, es decir, que una capa atmosférica puede ser estable y la que está encima inestable, seguida de otra capa estable.

Si la capa inestable es de poco espesor, se forman únicamente remolinos pero si es de gran espesor, y el aire es húmedo, se forman grandes masas de nubes de desarrollo vertical. En el interior de estos cumulonimbus la turbulencia puede ser muy fuerte y por tanto peligrosa para la navegación aérea.

E) Medida del viento *

El viento es el movimiento natural del aire atmosférico. El sentido en que se mueve puede ser: vertical, de ascenso y descenso o bien horizontal que es el más importante de los dos, especialmente al nivel del suelo donde sólo son posibles los movimientos paralelos al terreno.

El viento horizontal se define por dos características: la dirección y la velocidad. Aunque la velocidad, como magnitud vectorial incluye la dirección, en Meteorología es común separar la dirección del valor numérico de su intensidad, a la que se llama velocidad.

La dirección es el rumbo del cual procede el viento, por tanto un viento del NE es un viento que está soplando del NE. La dirección se determina de acuerdo con los 8 o 16 rumbos de la Rosa Náutica, a partir del Norte geográfico. Los marinos usan la Rosa de 32 direcciones mediante el sistema de cuartos (norte, norte cuarto al este, noroeste etc)

Quando se trata de mediciones más precisas como los sondeos en la atmósfera libre, se usan los grados sexagesimales de 1° a 360° contando del Norte hacia el Este o bien se usan decenas de grados 00-36 especialmente para mensajes cifrados.

La dirección del viento se mide con la ayuda de una *veleta* o *anemoscopio* la cual debe girar sobre su eje con un mínimo de rozamiento y estar equilibrada en relación a dicho eje. Es preciso que la veleta esté perfectamente vertical y que su orientación con respecto al Norte geográfico sea precisa.

FIGURA 8.11 VELETA

Para las observaciones sinópticas es conveniente el uso de la *veleta registradora* para que se pueda determinar la dirección media del viento durante el lapso de los 10 minutos anteriores a la hora de observación.

La velocidad del viento, llamada también fuerza del viento se mide en metros por segundo, en kilómetros por hora o en nudos; un nudo es igual a una milla por hora o 0.51 m/seg.

* Ayllón, T. (1) pags 63-71

La transformación de unas unidades en otras es fácil, recordando que:
 $1 \text{ m/seg} = 3.6 \text{ Km/hora} = 1.94 \text{ nudos}$

La velocidad del viento en la superficie, raramente es constante durante un gran intervalo de tiempo, por lo general varía rápida y continuamente. Para conocer la velocidad media del viento es preciso determinar la media en un intervalo de 10 minutos, para ello se utilizan los *anemómetros* y *anemógrafos*, estos últimos registran en una gráfica los cambios de la velocidad del viento.

Existen dos tipos principales de anemómetros: los rotatorios y los de presión.

El tipo rotatorio más común es el anemómetro de cazoletas, las cuales están montadas en las extremidades de 3 o 4 brazos equidistantes, perpendiculares a un eje vertical. La velocidad de rotación de las cazoletas depende de la velocidad del viento.

Otro tipo rotatorio es el anemómetro de paletas las cuales están dispuestas en forma de una 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.

FIGURA 8 12 ANEMÓGRAFO

Los anemómetros de presión consisten básicamente en una veleta colocada a un extremo de un mástil que mantiene el orificio del tubo en dirección al viento. El aire que sopla en esta abertura crea una sobrepresión en el tubo, la cual depende de la velocidad del viento. Esta sobrepresión se transmite a los aparatos indicadores.

Las indicaciones de los anemómetros se pueden registrar en un diagrama colocado en un tambor, que gira mediante un mecanismo de relojería. Estos aparatos se llaman anemógrafos y los diagramas, anemogramas.

Como el movimiento del aire es perturbado por numerosos factores como rugosidades del terreno, fuentes de calor, edificios, etc y como además la velocidad del viento aumenta con la altura, para obtener medidas comparables de lugares diferentes, fue preciso adoptar una "altura tipo" para medir el viento de superficie. La altura en que deben colocarse los aparatos de medida en terreno llano, debe ser de 10 metros sobre el suelo.

Es importante también la apreciación subjetiva de la velocidad y fuerza del viento basada en la sensación personal y observación de los efectos que causa sobre los objetos que nos rodean, porque no siempre se puede disponer de veletas y anemómetros.

Para la observación sin instrumentos se usa la escala Beaufort, establecida en 1905 por el Almirante Sir Francis Beaufort para estimar la velocidad del viento en el mar pero después se ha adaptado para ser utilizada en tierra

Cuadro 8.1

Escala Beaufort *

Grado	Nombre	Velocidad Km/hr	Efectos	
			Tierra	en Mar
0	Calma	0 a 1	El humo sube verticalmente	Como un espejo
1	Ventolina (brisa leve)	2 a 6	El humo se inclina	Rizo sin espuma
2	Viento suave	7 a 12	Mueve hojas de los árboles	Olitas, crestas cristalinas
3	Viento leve	13 a 18	Agita hojas de los árboles	Olitas, crestas rompientes
4	Viento moderado	19 a 26	Mueve las ramas, levanta polvo	Olitas crecientes, cabrilleo
5	Viento regular	27 a 35	Mueve arbolitos	Olas medianas, alguna salpicadura
6	Viento fuerte	36 a 44	Mueve ramas grandes	Olas grandes, frecuente salpicadura
7	Viento muy fuerte	45 a 54	Mueve árboles	Mar creciente, el viento arrastra la espuma
8	Temporal	55 a 65	Desgaja ramas	Olas alargadas, torbellinos de salpicaduras
9	Temporal fuerte	66 a 77	Destroza chimeneas	Olas grandes, las crestas rompen en rollos
10	Temporal muy fuerte	78 a 90	Arranca árboles	Olas muy grandes, crestas en penachos, poca visibilidad
11	Tempestad	91 a 104	Causa destrozos	Olas altísimas, todo el mar espumoso
12	Huracán	más 104	Grandes destrucciones	Aire lleno de espuma, visibilidad muy reducida

Variación del viento en superficie

De acuerdo con la variación de velocidad del viento, se distingue entre rachas y turbonadas.

La racha es un aumento brusco del viento con respecto a su velocidad media, tomada en un cierto intervalo de tiempo, que tiene poca duración, debilitándose rápidamente.

La turbonada es un viento fuerte que se inicia bruscamente, dura algunos minutos y después amaina. Su velocidad mínima es de 22 nudos. También se observa una notable variación en la velocidad y dirección del viento en el transcurso del día. La dirección del viento cambia por la diferencia de calentamiento de tierras y mares así como de valles y montañas, tal como se explicó en las brisas. En relación con la velocidad, ésta alcanza su máxima entre el mediodía y el atardecer debido a la transferencia de movimientos por la convección de las capas superiores de la atmósfera hacia las capas bajas. Cuando al atardecer desciende la temperatura, la convección disminuye y el viento también.

* Lorente, J. Ma. (25) pag 83

Sondeos aerológicos *

Como la velocidad del viento varía con la altura, tanto la trayectoria de las masas de aire como su velocidad se exploran mediante sondeos aerológicos.

El estudio de los fenómenos atmosféricos exige el conocimiento no solo de lo que ocurre en las capas bajas sino también las condiciones que prevalecen en las capas altas del aire y esto se hace mediante la Aerología. Uno de los procedimientos más usuales es el radiosondeo.

Los radiosondas son radiotransmisores que al pasar por diferentes niveles de presión y temperatura, producen señales de radio que son captados en tierra por un receptor, produciendo un "sondeograma".

Llevan sensores de presión y temperatura. El sensor de presión (baroswitch) consiste en una cápsula aneroide que se expande o contrae según los cambios de presión, este movimiento mecánico se trasmite a una aguja que se desplaza sobre el dispositivo que emitirá las señales de radio.

El sensor de temperatura es un banda bimetalica en forma cilíndrica cuya curvatura varía con la temperatura. El sensor de humedad es una pequeña lámina mantenida en tensión que se contrae al disminuir la humedad.

El rastreo del radiosonda se hace con una antena de radar, de esta manera también se obtiene información sobre la dirección y velocidad del viento.

El radiosonda es elevado por un globo a las 5 hrs y a las 17 hrs. el cual lleva, además, un paracaídas para amortiguar la caída cuando estalle el globo. A veces llegan hasta 30 Km. de altura.

En la República Mexicana existen varias estaciones de observación equipadas con modernos radiosondas (VAISALA) que funcionan con tres antenas: la que recibe las señales de la sonda, la que ubica la posición del globo y la transmisora de datos al Satélite Goes 7 a las 6:30 y 18:30 hora central de México.

La información meteorológica de superficie y de las capas superiores del aire, permiten realizar una adecuada predicción del tiempo.

* CIAAC (6) pags 204-206

Capítulo IX. Humedad del aire

El vapor de agua es uno de los componentes más importantes en la atmósfera, su cantidad es muy variable y da lugar a numerosos fenómenos atmosféricos.

Se entiende por humedad la cantidad de vapor de agua presente en el aire. Es preciso distinguir los conceptos de mayor uso para referirse cuantitativamente a dicha humedad.

A) Humedad absoluta y relativa

Humedad absoluta. Es la cantidad de gramos de vapor de agua existente en un metro cúbico de aire. Por tanto la humedad absoluta constituye la densidad del vapor de agua existente en el aire.

Humedad específica. Es la cantidad de gramos de vapor de agua contenidos en un kilogramo de aire húmedo, es decir en una mezcla de aire seco y vapor de agua.

Humedad relativa. Es la relación expresada en porcentaje entre la cantidad de vapor de agua realmente existente en la atmósfera y la que existiría si el aire estuviera saturado a la misma temperatura. Esta relación se obtiene a partir de la tensión de vapor actual y la tensión máxima de saturación. *

Considerando p como el peso actual de vapor por m^3 , P como su valor máximo de saturación a la misma temperatura, y f y F a las tensiones respectivas, se tiene para la humedad relativa R :

$$R = \frac{f}{F} = \frac{p}{P}$$

Por tanto el valor de la humedad relativa puede calcularse con la siguiente fórmula:

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

Como la capacidad de contención de vapor de agua del aire aumenta si la temperatura se eleva, resulta que la humedad relativa varía de acuerdo con la temperatura sin que esas variaciones signifiquen necesariamente que ha variado la cantidad real de vapor de agua existente en el aire.

Supongamos que en un momento dado la temperatura del aire es de 18°C con 70% de humedad relativa, si la temperatura aumenta a 28°C , la humedad relativa

* SAG. Compendio (44) pags 43-48 Fontseré, E. (15) pags 23-26

desciende a 40% debido a que la capacidad de contención de vapor de agua aumentó con la temperatura y por tanto el aire a los 28°C necesita más vapor de agua para saturarse que a los 18°C. La cantidad de gramos de vapor de agua (humedad absoluta) no varió.

El concepto de humedad relativa tiene importancia en Climatología porque es un factor en la determinación de los tipos de climas. Además la sensación de confort se relaciona básicamente con la humedad relativa, por lo que se tiene en cuenta en el uso del aire acondicionado en fábricas y edificios.

Para cada temperatura hay un límite de cantidad de vapor de agua que el aire puede contener en estado gaseoso, llegando a ese límite se dice que el aire está saturado. Si aumenta la cantidad de vapor de agua, el excedente se condensa en forma de gotitas de agua (nubes, niebla, rocío).

Cuadro 9.1 Cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación a la presión normal y al nivel del mar *

Temperatura en °C	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
Gramos de vapor de agua por m ³	0.9	2.3	4.9	9.4	17.2	30.1
Tensión máxima del vapor de agua en mm de Hg	0.8	2.2	4.6	9.1	17.4	31.5

Temperatura de punto de rocío. Es la temperatura a la cual es necesario enfriar el aire para lograr su saturación a presión constante. Esta temperatura teórica se calcula por medio de fórmulas o por medio de tablas psicrométricas, como se verá más adelante. Conociendo la temperatura de punto de rocío y comparándola con la ambiente, podemos saber que tanto necesita enfriarse el aire para quedar saturado con la humedad existente en ese momento.

La temperatura de punto de rocío siempre es menor que la ambiente y solamente podrán ser iguales cuando el aire esté saturado y en ese caso las temperaturas ambiente de bulbo húmedo y de punto de rocío son iguales.

En el aire que asciende, la temperatura de punto de rocío va disminuyendo aproximadamente 0.17°C por cada 100 metros. De esta manera se puede calcular la altura h a que el aire estará saturado si se conoce la temperatura t y la de punto de rocío t' en el lugar en que comienza a ascender el aire, aplicando la siguiente fórmula:

$$h = 122(t-t')$$

B) El ciclo del agua en la atmósfera. **

Consta de tres etapas: evaporación, condensación y precipitación.

FIGURA 9 1 EL CICLO HIDROLÓGICO

* Lorente, J. Ma. (25) pag 56

** SAG Compendio (44) pag 44

Evaporación.

La humedad del aire proviene principalmente de la evaporación. En forma constante se está evaporando el agua de los mares, lagos, ríos, agregándose la evapotranspiración de las plantas, que emiten, por sus hojas, el agua que absorben sus raíces.

En la rapidez de la evaporación influyen varios factores: a) la favorecen las elevadas temperaturas, b) el aire muy seco y c) los vientos fuertes; en cambio la retardan las bajas temperaturas y la presencia de sales disueltas en el agua, por ello la evaporación del agua de mar es menor que la del agua dulce y en las superficies cubiertas de hielo, el desprendimiento de vapor es lento.

Calor latente de vaporización es la cantidad de calor necesario para que vaporice 1 gramo masa de agua pura. Este calor lo toma el agua del ambiente. Cuando el vapor de agua se condensa, o sea que regresa al estado líquido, se desprende del calor latente de vaporización.*

Saturación.

Es la cantidad máxima de vapor de agua que puede estar contenida en un volumen de aire a cierta temperatura.

A cada temperatura corresponde una cantidad máxima de vapor de agua en estado gaseoso que puede contener el aire, si se excede ese valor, el exceso no permanece en estado gaseoso y se condensa en gotitas líquidas o en cristales de hielo.

Los procesos que conducen a la saturación del aire y posteriormente a la condensación del vapor de agua son:**

1) Enfriamiento

- Radiación nocturna
- Expansión
- Contacto con superficies frías

Saturación del aire

2) Agregación de vapor de agua

- Evaporación de superficies acuosas
- Evaporación de precipitación
- Mezcla con aire más húmedo

Procesos de enfriamiento

- El enfriamiento por radiación nocturna es un proceso lento que afecta los primeros niveles de la atmósfera. Al disminuir la insolación, la superficie de la tierra comienza a enfriarse, el calor que desprende calienta a las capas de aire que están en su inmediato contacto y éstas a su vez lo irradian a las capas superiores, enfriándose el aire de abajo hacia arriba.

Como el enfriamiento del suelo es más rápido que el que experimenta el aire, la

* SAG Compendio (44) pag 47

** CIAAC (6) pags 201-205

radiación nocturna da lugar a una inversión térmica de superficie que impide que el aire afectado por ella tenga movimientos verticales y determina que las partículas de impurezas y humedad se concentren en los primeros niveles.

Debido al enfriamiento por radiación nocturna la temperatura puede igualar a la del punto de rocío. Como la humedad está concentrada en las capas bajas, se produce la condensación formando nieblas.

- El enfriamiento por contacto con superficies frías. Se produce cuando el aire se mueve hacia regiones de menor temperatura que la suya. Si el aire es suficientemente húmedo, al enfriarse puede llegar al punto de rocío lográndose la saturación y posterior formación de nieblas, pero si hay turbulencia se formarán stratus.

- El enfriamiento por expansión se debe al ascenso del aire. Toda masa de aire que asciende se enfría adiabáticamente y puede llegar a la temperatura de punto de rocío, al seguir ascendiendo se producirá la condensación. Si es una corriente convectiva se formarán nubes de desarrollo vertical y si es estable, nieblas y stratus en la ladera de los cerros.

Procesos de agregación de vapor de agua

Debido a que la tensión de vapor de agua en el aire es una función de la temperatura, para que se produzca la evaporación de cualquier fuente acuosa, es preciso que la tensión real del vapor de agua sea menor que la tensión de saturación para la temperatura existente en ese momento. La evaporación terminará cuando la tensión real del aire se iguale con la tensión correspondiente a la temperatura del agua líquida.

Para estudiar la evaporación en el aire se consideran tres situaciones:

- 1) La temperatura del aire mayor que la temperatura del agua líquida
- 2) La temperatura del aire igual que la temperatura del agua líquida.
- 3) La temperatura del aire menor que la temperatura del agua líquida

Si designamos:

E = tensión de vapor correspondiente a la temperatura del agua

e = tensión de vapor real del aire

E_a = tensión de saturación del aire

- 1) La temperatura del aire mayor que la del agua, o sea que E_a es mayor que E .

La evaporación terminará al saturarse el aire, cuando la tensión real de vapor en el aire (e) iguale a la tensión correspondiente a la temperatura del agua (E) pero como en este caso E es menor que la que se necesita para saturar el aire E_a , ésta no llegará a producirse si la fuente acuosa es un mar, río, etc porque el agua que se está evaporando, obtiene su calor latente de vaporización de la fuente misma de agua, y no del aire.

Si la fuente líquida de donde se está evaporando el agua es de gotitas de lluvia, entonces el agua que se está evaporando está obteniendo su calor latente de vaporización del aire, por lo que su temperatura va disminuyendo pudiendo llegar a la del punto de rocío y por tanto, saturarse.

2) La temperatura del aire igual a la del agua, en consecuencia E_a es igual a E .

Es decir que la tensión de saturación del aire es igual a la correspondiente a la temperatura del agua. En este caso como las tensiones de aire y agua son iguales, no habrá evaporación.

3) La temperatura del aire menor que la del agua, o sea E_a menor que E .

Por tanto habrá evaporación hasta que e sea igual a E_a quedando el aire saturado, y se formarán stratus y nieblas.

Condensación.

Es la acumulación de moléculas de vapor de agua en forma de pequeñísimas gotitas de agua formando nubes, niebla o rocío.

Cuando el aire húmedo se enfría por debajo del punto de rocío, las gotitas de agua se condensan sobre núcleos de condensación contenidos en el aire. Estos núcleos son partículas de sustancias higroscópicas (tendencia a absorber agua), como partículas de sal, cenizas volcánicas y hollín cuyo diámetro es alrededor de 1 micra.

Cuando la temperatura del aire a la que se está produciendo la condensación es muy baja, lo más probable es que el vapor de agua se sublima directamente en cristallitos de hielo.

Tensión del vapor de agua.

Es la parte de la presión atmosférica que corresponde al vapor de agua existente en un momento dado en el aire. Se mide como la presión total, en mm. de mercurio o en milibares.

Cuando el vapor de agua llega a su tensión máxima, que es la de saturación del aire, de acuerdo con la temperatura existente, se inicia la condensación del vapor excedente.

La tensión máxima del vapor depende de la temperatura; a mayor temperatura, mayor tensión de vapor de agua como se puede observar en la siguiente tabla:

Cuadro 9.2		Tensiones de saturación	
Temperatura °C	Tensión de saturación	Temperatura °C	Tensión de saturación
-20°	0.8 mm Hg	10°	9.2 mm Hg
-10°	2.0 mm Hg	20°	17.4 mm Hg
0°	4.6 mm Hg	30°	31.6 mm Hg

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Variaciones de la humedad.

Existe una variación de la humedad en el transcurso del día y del año.

A medida que aumenta la temperatura, ya vimos que aumenta también la capacidad del aire para contener vapor, por esta razón en las horas de mayor temperatura del día o en los meses más cálidos, en que la evaporación es más intensa, tanto la cantidad de vapor como su tensión, son mayores en comparación con las horas de la noche o de los meses invernales.

Las variaciones de la humedad en el transcurso del día generalmente son pequeñas, en tanto que la variación anual es muy notoria en algunas regiones continentales

C) Medida de la humedad

La humedad relativa del aire se calcula por medio del psicrómetro que consta de dos termómetros, uno llamado de bulbo seco o ambiente y otro de bulbo húmedo porque su depósito de mercurio está envuelto en una muselina que se humedece en el momento de la observación. Mediante un ventilador se hace pasar una corriente de aire para acelerar la evaporación del agua de la muselina. Para que la evaporación se realice el agua toma calor del depósito del termómetro el cual registrará un descenso de la temperatura hasta que el aire que rodea al depósito quede saturado. Con los datos de temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo se recurre a las tablas psicrométricas para obtener la humedad relativa.

A partir de la fórmula de Ferrel se han elaborado las tablas psicrométricas que usa el Servicio Meteorológico de México.

Para psicrómetros ventilados, como los de aspiración de Assmann, se usa la siguiente fórmula: *

$$f = f' - 0.00066H(t - t')$$

Para psicrómetros no ventilados se usa:

$$f = f' - 0.00079H(t - t')$$

Cuando el agua que humedece el bulbo está transformada en hielo:

$$f = f' - 0.00069H(t - t')$$

donde:

f = Tensión de vapor que se busca

f' = Tensión de saturación a t'

t = Temperatura del termómetro seco

t' = Temperatura del termómetro húmedo

H = Presión media del lugar

* Instructivo del Servicio Meteorológico

Uno de los aparatos más usados es el psicrómetro de Assmann.

En los higrómetros e higrógrafos la parte sensible de los aparatos es un haz de cabellos u otro material higroscópico, es decir que tenga la propiedad de absorber la humedad del aire y con ello acortarse o alargarse.

FIGURA 9.2 PSICRÓMETRO DE ASPIRACION DE ASSMAN

FIGURA 9.3 HIGROGRAFO

Otra forma de calcular la humedad relativa es haciendo uso del ábaco psicrométrico con los datos de los termómetros de bulbo seco y bulbo húmedo.

D) Nubosidad

Las formas de condensación del vapor de agua en el aire son: nubes, nieblas y rocío, teniendo especial importancia las primeras.

Las nubes son grandes conjuntos de pequeñas gotitas de agua o de partículas diminutas de hielo que están en suspensión en la atmósfera.

Saber identificar e interpretar los diferentes tipos nubosos es probablemente el más interesante e importante aspecto de la Meteorología, significa saber leer en el cielo lo que está ocurriendo en la atmósfera.

Las características de las masas de aire, su temperatura, humedad, estabilidad o inestabilidad están reflejadas en la forma, cantidad y estructura de las nubes. Por ello, una cuidadosa inspección de la nubosidad presente puede llevar al analista a una correcta identificación de las masas de aire y sus consecuencias en el tiempo atmosférico.*

El aspecto de las nubes depende de sus dimensiones, forma, estructura, luminosidad y color debido estas dos últimas a la luz recibida del Sol o de la Luna

En 1956 la Organización Meteorológica Mundial publicó el Atlas Internacional de Nubes en que se establecen cuatro tipos básicos usando términos latinos cuatro tipos básicos designarías.

Cirrus - Nube fibrosa
 Stratus - Nube en capa
 Cumulus - Nube abultada, en glóbulos
 Nimbus - Nube de lluvia

Combinando estos tipos, en el Atlas se especifican diez tipos fundamentales y varias subdivisiones según sus características particulares que se indican con otras palabras latinas:

* OMM (36)

Radiatus	- Radial
Lenticulares	- Lenteja, plato
Calvus	- Sin estructuras cirrosas
Capillatus	- Estructuras cirrosas
Castellatus	- Almenado
Congestus	- Congestionado, con protuberancias
Humilis	- Aplastado, pequeño
Fractus	- Roto, desgarrado
Spessatus	- Espeso, compacto
Translucidus	- Delgado, transparente
Uncinus	- Ganchudo
Mammatus	- En forma de ubre

Formación de la nubes.

La formación y disipación de las nubes van unidas a movimientos del aire en que los movimientos convectivos tienen especial importancia. Si el aire asciende, se enfría adiabáticamente por expansión y puede llegar a la saturación y condensación de la humedad; por lo contrario, si desciende se calienta por compresión y el agua condensada se evapora. Los movimientos verticales que pueden dar lugar a la formación de nubes son: *

a) Turbulencia mecánica. Se produce por el rozamiento del aire con los obstáculos de la superficie terrestre. La turbulencia provoca mezcla del vapor de agua en la capa turbulenta y puede llegar a saturarse produciéndose la condensación a cierta altura del suelo.

Se forman stratus cuyo espesor varía y si se producen claros por corrientes descendentes, se clasifican como stratocumulus.

FIGURA 9.4 FORMACION DE STRATUS

b) Convección. Las corrientes convectivas se generan por el calentamiento del aire en contacto con el suelo, el cual asciende iniciándose un enfriamiento que produce la saturación del aire. En este caso a partir del nivel de condensación se forman nubes de desarrollo vertical (Cu y Cb). La distancia entre su base y la cima de estas nubes puede ser desde 1 Km hasta 10 Km. Si la nube traspasa el nivel de congelación se forman cristales de hielo que dan una apariencia cirrosa a la cúspide, son los cumulonimbos. Si alcanza una capa estable en la cima, se extiende en forma de yunque o abanico.

FIGURA 9.5 FORMACION DE NUBE CUMULIFORME

c) Ascendencia orográfica. Cuando el aire llega ante una montaña o cordillera se ve obligado a ascender por la ladera y a medida que se eleva se enfría adiabáticamente por expansión, pudiendo saturarse y formar nubes.

Si el aire que asciende es estable, se formarán nubes de tipo estratificado, con

* SAG Compendio (44) pags 205-216

frecuencia lenticulares y si es inestable, nubes cumuliformes.

Las nubes orográficas se forman continuamente a barlovento y se disipan a sotavento, en la vertiente opuesta.

FIGURAS 9.6 (A) NUBE LENTICULAR. (B) NUBE OROGRAFICA

d) Interacción entre masas de aire. La interacción de masas de aire caliente y frío da lugar a los frentes polares y tropicales en que el aire cálido se desliza ascendiendo por encima del aire frío, lo que produce formaciones nubosas muy características que se verán en el capítulo respectivo.

Cuadro 9.3 Clasificación de las nubes por su altura y formación

Nubes altas 5 a 13 Km	1. Cirrus Ci	Fibratus Uncinus Spisatus Cumulonimbogenitus
	2. Cirrostratus Cs	Nebulosus Traslucidus
	3. Cirrocumulus Cc	
Nubes medias 2 a 5 Km	4. Altostratus As	Traslucidus Opacus
	5. Altocumulus Ac	Traslucidus Opacus Castellatus Lenticulares Cumulogenitus
Nubes bajas 0 a 2 Km	6. Stratus St	
	7. Stratocumulus Sc	Traslucidus Densus Ondulatus Cumulogenitus
	8. Nimbostratus Ns	
Nubes de desarrollo vertical	9. Cumulus Cu	Fractus Humilis Mediocris Congestus
	10. Cumulonimbus Cb	Calvus Capillatus oincus

Únicamente se han incluido los subtipos mas frecuentes

El grado de estabilidad del aire influye en que la condensación da lugar a diferentes tipos nubosos.

Cuadro 9.4 Clasificación termodinámica de las nubes

Estables	Cs As Ns St
De inestabilidad limitada	Ci Cc Ac Sc
De inestabilidad ilimitada	Cu Cb

Si el aire es estable, la humedad se condensará en nubes de tipo estratiforme, en caso de inestabilidad limitada serán nubes globulares de poco espesor y en las capas de aire de inestabilidad ilimitada, la condensación formará nubes cumuliformes.

FIGURA 9.7 DISTRIBUCION DE LAS NUBES SEGUN LA ALTURA.

Disipación de las nubes.**

Los factores que intervienen para provocar la disipación de las nubes, principalmente son:

- a) el calentamiento del aire por radiación debido a un movimiento de subsidencia (descenso), en este caso baja la humedad relativa y la nube se evapora
- b) la precipitación produce un descenso de humedad
- c) por mezcla con aire más seco, en este caso el aire deja de estar saturado produciéndose cierta evaporación que disipa las nubes.

Además de observar las diferentes clases de nubes, se necesita determinar su cantidad, altura y movimiento. La cantidad se indica en octavos de cielo cubierto. La dirección se determina con nefoscopios como el Espejo Nefoscópico o la Horquilla Nefoscópica de Besson.

Las nubes interceptan las radiaciones visibles y las Infrarrojas, pero los rayos ultravioleta pueden atravesarlas, de ahí que sea posible broncearse la piel aún cuando no brille el Sol.

* CIAAC (6) pags 180-181

** Clause. R. (7) pag 76

E) Las tormentas eléctricas

Las tormentas se producen en cumulonimbus los cuales se desarrollan en capas de aire de gran inestabilidad. En las latitudes medias y altas estas nubes llegan a grandes alturas en que la temperatura es inferior a la de congelación; así su parte superior está constituida por cristales de hielo o por una mezcla de cristales de hielo y gotitas de agua.

En una nube de tormenta las corrientes ascendentes son tan fuertes que las gotas están moviéndose en la nube hacia arriba y hacia abajo. Las gotas que caen con rapidez engloban a su paso numerosas gotitas, pero si caen a gran velocidad se desintegran y nuevamente son arrastradas hacia arriba. La velocidad de las corrientes verticales fluctúa en forma irregular, de modo que las gotas pueden subir o caer creciendo y desintegrándose repetidas veces. *

De acuerdo con el sentido de las corrientes verticales y su velocidad, se distinguen tres periodos en la vida de una nube de tormenta: 1) fase de crecimiento, 2) periodo de madurez, 3) fase final. **

En la fase de crecimiento existen en toda la nube fuertes corrientes ascendentes que impiden que las gotas de lluvia o nieve lleguen al suelo, quedando suspendidas dentro de la nube.

En el periodo de madurez las gotas y partículas de hielo de la base de la nube se precipitan al suelo debido a que por sus dimensiones y concentración las corrientes ascendentes no pueden sostenerlas, sin embargo el movimiento ascendente continúa y alcanza su mayor intensidad en la parte superior de la nube. La precipitación es violenta con ráfagas de aire frío.

En la fase final la corriente ascendente desaparece y cesa por completo la condensación. Las corrientes descendentes abarcan toda la nube produciendo lluvia y granizo hasta que la temperatura del interior iguala a la del aire que la rodea, iniciándose la disipación de la nube.

FIGURA 9.8 (A), (B), (C) DIBUJOS CELULAS DE TORMENTA

Las granizadas con frecuencia acompañan a las tormentas. La estructura de los granizos demuestra que las corrientes ascendentes llevan a las gotas de lluvia más allá del nivel de congelación. Están formados de sucesivas capas concéntricas de hielo transparente y nieve, lo cual indica que pasó repetidas veces de la región que contiene gotas líquidas a la zona de congelación y viceversa.

El diámetro de un granizo depende de la intensidad de las corrientes ascendentes, varía entre 5 y 10 mm pero en algunos casos puede alcanzar el tamaño de una pelota de golf, y en casos excepcionales de una pelota de béisbol.

* Coulomb, J. (11) pag 28

** Llauge, D.F. (24) pags 60-66

Las nubes de tormenta dan lugar a electrometeoros que se definen como la manifestación visible o audible de la electricidad. Se producen debido a que la superficie exterior de las gotitas tiene carga eléctrica negativa y abajo de ella existe una capa de carga positiva. La desintegración de las gotas por rozamiento o choque separa las cargas eléctricas; el aire que asciende arrastra a las cargas positivas y las que descienden, las negativas, de esta manera quedan acumuladas considerables cargas eléctricas de diferente signo, capaces de producir electrometeoros.

FIGURA 9.9 DIBUJO DE UN CB SEGÓN SIMPSON

El rayo *

Un rayo es una potente descarga entre dos centros de distinta carga eléctrica, ya sea entre dos regiones de una nube, entre dos nubes o entre una nube y el suelo.

Para que se produzca la descarga es necesario que el gradiente de potencial eléctrico entre dos centros, exceda el valor crítico de 10 000 voltios por cm.

Algunos meteorólogos suponen que para la electrificación de la nube es necesaria la presencia de cristales de hielo porque se ha observado que al congelarse soluciones acuosas se originan grandes diferencias de potencial eléctrico, el hielo adquiere carga eléctrica negativa y el agua, positiva. En un Cb la distribución de gotas de agua y de partículas de hielo corresponden a zonas de diferente carga eléctrica.

El rayo está formado por descargas sucesivas que se realizan en milésimas de segundo. Al producirse la descarga principal en menos de 10 microsegundos la corriente puede alcanzar una intensidad de 200 000 amperios, observándose un brillante relámpago. La luminosidad de la trayectoria se debe a que las partículas alcanzadas por la descarga se ponen incandescentes con temperaturas hasta de 30 000 °C.

El trueno que acompaña a las descargas se debe a que el rayo expansiona con violencia explosiva al aire que encuentra en su trayectoria y la brusca sacudida se propaga en forma de onda sonora de gran intensidad.

Debido a la diferencia de velocidad de propagación de la luz (300 000 Km/seg) y del sonido (300 m/seg aprox), el trueno se oye después de ver el relámpago. Si multiplicamos por 300 el número de segundos transcurridos entre el relámpago y el trueno, se obtiene la distancia aproximada en que se produjo el rayo.

F) Tornados

Es un remolino de pequeña extensión horizontal y gran intensidad que se extiende hacia abajo desde una nube de tormenta. Es el fenómeno meteorológico más violento que se conoce. Se generan cuando una colisión de masas de aire coloca al aire frío y seco encima de aire húmedo y caliente, creando un desequilibrio por lo que el aire cálido se precipita hacia arriba con velocidades que pueden llegar hasta 300 Km/hora. El aire que entra a los lados proporciona un giro a la corriente ascendente, semejante a un

* Newcott, W. (33) pags 80-89. Mason, B.J.(28) pags 115-127

ción, el vértice comienza a girar acompañado generalmente, de lluvia, granizo y relámpagos. *

Poco antes de la aparición de un tornado el cielo está oscurecido por Cb que se aproximan, el aire es húmedo y opresivo, de repente de la base de las nubes se desprende una especie de embudo de color más oscuro que oscila y cambia de aspecto y cuyo vértice desciende hasta el suelo.

La velocidad de los vientos en superficie llega hasta 400 Km/hora abarcando una superficie con un diámetro aproximado de 2 Km y su duración es de 15 minutos a 1 hora, pero en tan corto tiempo los efectos son devastadores.

En la parte central del tornado la presión es tan baja que produce efectos explosivos en los edificios cerrados y como aspiradora absorbe agua y polvo que después descarga. Los automóviles y animales pueden ser levantados y arrojados a cientos de metros.

Cuando un tornado pasa por un observatorio se ve que la presión baja de 25 a 50 mbs. en pocos segundos. La expansión consiguiente produce un fuerte enfriamiento, y con la humedad existente sobreviene la condensación.

Los tornados se desplazan a 60 Km/hora. Si el fenómeno se produce sobre el mar, se llama tromba marina.

G) Formación de nieblas

Las nieblas son otra forma de condensación del vapor de agua, se define como un stratus en contacto con el suelo, es un hidrometeoro de carácter local. **

Según el proceso que les da origen, las nieblas pueden clasificarse de la siguiente manera: ***

- a) De radiación
- b) De advección
- c) De expansión u orográficas
- d) De vaporización
- e) Frontales

Nieblas de radiación

Al atardecer el suelo se enfría por radiación lo que influye en que a su vez el aire cerca de la superficie, se enfríe, aproximadamente 1°C por hora, pudiendo alcanzar la temperatura de punto de rocío.

Este enfriamiento es notable principalmente en noches de calma y con el cielo despejado porque si está cubierto de nubes, éstas impiden el paso de la radiación

* Medina, M. (30) pag 108. Derek, E. (12) pags 164-165

** Llaugé, D. F. (24) pags 40-46

*** SAG, Compendio (44) pags 125-127

saliente.

Las condiciones que favorecen la formación de nieblas de radiación son:

- a) Cielo despejado al atardecer
- b) Aire húmedo cerca del suelo
- c) Aire seco en las capas superiores porque es transparente a las radiaciones que salen de la superficie
- d) Velocidad del viento de 2 a 10 nudos para que haya suficiente turbulencia que mezcle las capas bajas y se forme la capa de niebla en lugar de rocío. Una mayor velocidad del viento elevaría la humedad y formaría stratus.

Estas nieblas se forman desde el anochecer según la intensidad del enfriamiento del aire, y se disipan fácilmente a la salida del Sol o por aumento de la intensidad del viento. Son de poco espesor y crecen de abajo hacia arriba. Si la temperatura es menor de -10°C se forman nieblas heladas, compuestas de cristaltos de hielo.

Nieblas de advección.

Se originan por el movimiento lento horizontal de una volumen de aire hacia regiones con superficies más frías que la temperatura del aire que se desplaza sobre ellas. El enfriamiento por advección puede llegar hasta 2°C por hora. Las condiciones que favorecen las nieblas de advección son:

- a) Gran contraste de temperatura entre el aire y el suelo
- b) Humedad del aire concentrada en los primeros niveles
- c) Existencia de fuentes acuosas
- d) Vientos de intensidad moderada (5 a 15 nudos)

Estas nieblas se forman a cualquier hora del día o de la noche. Son de mayor espesor que las de radiación y pueden dilatar varios días sin disiparse.

Es frecuente que se formen nieblas de advección: 1) En las zonas costeras cuando en invierno una masa de aire marítimo tropical invade un continente frío. 2) En los océanos en cualquier estación, cuando aire de mayor temperatura se mueve sobre corrientes oceánicas frías, esto se observa sobre las Corrientes de California, Peruana y de Bengela, avanzando la niebla hacia la zona costera. 3) Cuando dos corrientes marinas de diferente temperatura se deslizan lateralmente y el aire se mueve desde la corriente de mayor temperatura hacia la de menor, como se observa en el caso de las corrientes del Golfo y de Labrador.

Nieblas orográficas.

Se originan por el ascenso de aire a lo largo de una pendiente. La masa de aire se enfría adiabáticamente pudiendo alcanzar su nivel de condensación si su humedad es suficientemente elevada, formándose la niebla en la vertiente de barlovento.

Las condiciones que la favorecen son:

- a) Que el aire tenga suficiente humedad

b) Que el aire sea estable al producirse la saturación, porque de otro modo se formarían nubes cumuliformes

Nieblas de vaporización.

Se producen por el contacto de aire frío con una superficie de agua cuya temperatura sea considerablemente mayor que la del aire.

Debido a la gran diferencia de temperatura, la evaporación es muy intensa, el agua desprende grandes cantidades de vapor que en el aire se condensa en nieblas. Este fenómeno es frecuente sobre la corriente cálida del Golfo en las cercanías de la Islas Británicas, sobre todo en invierno. También se forman en los fiordos noruegos por el agua caliente depositada por los ramales de la corriente atlántica. A esas nieblas las llaman "humo de mar".

Son nieblas muy densas y pueden durar varios días.

Nieblas frontales.

Se forman en los frentes calientes. La pendiente del frente es débil y el aire cálido se eleva lentamente sobre el aire frío, en este ascenso se forman nubes estratiformes en el aire cálido, y en la zona de contacto con el suelo, nieblas.

FIGURA 9 10 FORMACION NIEBLA DE FRENTE

Hay nieblas en pequeña escala como los "humos" que salen del agua caliente o los girones de niebla que resultan del aliento y sudor de un rebaño apiñado como la "niebla de renos" que observan esquimales y japones.

Una niebla densa contiene 0.9 gramos de agua líquida por metro cúbico, para que se disipe es necesario que ésta se evapore.

Se ha convenido distinguir la niebla de la neblina basándose en su densidad. Se llamará niebla cuando la visibilidad sea menor a 1 Km. y si es mayor se denomina neblina.

Smog y calima.

El smog (smoke=humo, fog=niebla) es una niebla o neblina con gran cantidad de partículas de polvo y humo en suspensión. Estas nieblas sucias pueden ser de gran toxicidad por la presencia de gran cantidad de bióxido de carbono y anhídrido sulfuroso. En Londres en 1952, una capa de smog llegó a tener una alta concentración de monóxido de carbono y ácido sulfúrico y produjo la muerte de 4 000 personas. "

Calima. Son partículas de polvo suspendidas en el aire. Los objetos a la distancia se ven como si estuvieran cubiertos de un velo azulado que difumina los colores. Si la humedad relativa aumenta aumenta la condensación sobre las partículas más grandes.

* Carpenter, C. (3) pag 16

y si continúa el enfriamiento del aire, se transforma en neblina o niebla.

H) Precipitación *

Precipitación es la caída de agua de las nubes en estado líquido o sólido. Para que se produzca la precipitación es necesario que las gotitas de la nube se unan para formar gotas más grandes que vencan la resistencia del aire y caigan.

Una gota de nube generalmente tiene un diámetro entre 10 y 30 micras y una gota de lluvia alrededor de 2 000 micras. El crecimiento de las gotitas de nube puede ser por colisión directa entre las gotas o por coalescencia o sea la reunión de gotitas por el rompimiento de su estabilidad coloidal y esto ocurre por los siguientes factores:

- 1) Carga eléctrica de las gotitas. Si las cargas eléctricas de dos gotitas vecinas son de signos opuestos, la fuerza de atracción eléctrica originará la coalescencia
- 2) Diferente tamaño de las gotas. La tensión de saturación del vapor de agua varía ligeramente en función de la curvatura de la superficie de la gota, siendo menor en las gotas de mayor tamaño. En consecuencia las gotas más pequeñas tenderán a evaporarse mientras que las más grandes crecerán.
- 3) Temperatura de las gotas. La tensión de saturación varía con la temperatura. Al acercarse las gotas más frías provenientes de la parte alta de la nube a otras más calientes de las capas inferiores, se produce una sobresaturación sobre las gotas más frías y un déficit de saturación en las calientes, en consecuencia las primeras crecerán a expensas de las últimas.
- 4) Presencia de cristales de hielo. El meteorólogo sueco Bergeron estudió la inestabilidad coloidal en una nube formada por partículas de hielo mezcladas con gotitas líquidas. En este caso la tensión de vapor del aire tendrá un valor intermedio entre las dos tensiones de saturación (del agua y del hielo), con el resultado que las gotitas de agua se evaporan y este vapor se condensa sobre las partículas de hielo. Debido a este proceso, al aumentar de peso las partículas de hielo comienzan a caer y en su trayectoria chocan con otras gotitas de agua aumentando su tamaño hasta precipitarse. En el desencadenamiento de la precipitación, las partículas de hielo desempeñan la misma función que los núcleos higroscópicos al iniciarse la condensación.
- 5) Movimientos turbulentos. La turbulencia origina colisiones entre las gotitas de la nube. Las gotas más frías de la parte más alta se mezclan con otras más calientes en un proceso de mezcla por turbulencia. Esta teoría explica que se produzcan chubascos sin que la nube haya alcanzado temperaturas negativas.

Si las gotas o cristales llegan al suelo, se dice que hay precipitación, pero si se evaporan en el aire antes de llegar al suelo se le llama virga.

* Mason, B. J. (28) pags 129-131

FIGURA 9.11 MAPA DE PRECIPITACIÓN MUNDIAL.

Formas de precipitación. *

Llovizna. Precipitación líquida formada por pequeñísimas gotitas con diámetro inferior a 0,5 mm, flotan en el aire llevadas por el viento. Al caer no saltan ni salpican, es producida por St de poco espesor.

Lluvia. Precipitación líquida formada de gotas que caen directamente al suelo, al llegar saltan y salpican y formas ondas en los charcos. Cuando la lluvia proviene de nubes cumuliformes, la precipitación tiene máxima intensidad y las gotas son grandes.

Lluvia helada. Precipitación de gotitas que se congelan al atravesar una capa de aire más frío que de donde procede. Si el aire no es muy frío, sólo se congela la parte exterior de la gota, quedando en su interior agua líquida muy fría. Al chocar con el suelo salta y se rompe.

Nieve. Precipitación sólida de cristales de hielo en forma de prismas, con gran cantidad de aire entre ellos. Caen agrupados formando copos y fácilmente son llevados por el viento. Al caer se acumulan y no mojan.

Nieve granulada. Precipitación sólida de pequeños gránulos de hielo blancos y opacos de forma esférica o cónica con diámetro de 2 a 5 mm. Se forman por la agregación de gotas líquidas sobre los cristales de hielo o copos. Se rompen al caer al suelo.

Cinarra. Precipitación sólida de pequeños granulitos de hielo blancos y opacos, aplastados o alargados con un diámetro inferior a 1 mm. Al caer rebotan pero no se rompen

Granizo. Precipitación sólida de granos semitransparentes cuyo núcleo está formado de nieve y su envoltura de capas de hielo. Su diámetro varía de 5 a 50 mm, a los de mayor tamaño se les llama pedriscos.

El granizo se forma cuando partículas de hielo caen en una zona de gotitas en subfusión, el agua envuelve a la partícula de hielo y se congela, formando una capa de hielo transparente, si aprisiona aire, el hielo es traslúcido. Este proceso se realiza por encima del nivel de 0°C en los Cb. Para llegar al suelo los granizos recorren varios Km, por lo que a veces se funden.

* CIAAC (6) pags 135-136. SAG. Compendio (44) pags 73-76

Cuadro 9.5 Precipitación asociada al tipo de nube *

Hidrometeoros	Tipos de nubes					
	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
Luvia	x	x	x		x	x
Llovizna				x		
Nieve	x	x	x			x
Nieve granulada		x	x			
Cinarra				x		
Granizo						x

Quando se produce la condensación y precipitación, cada gramo de agua líquida o sólida que cae al suelo, libera en el aire sus 600 calorías del calor latente de vaporización o las 680 de sublimación, las cuales se emplean en un incremento de la temperatura del aire.

Lluvia artificial **

Desde hace tiempo se han realizado numerosas tentativas para incrementar las lluvias mediante diversos métodos: encendido de fuegos, disparo de cañones o de cohetes y otros, sin embargo es sólo a partir de la década de los años 50's en que se comenzaron a usar métodos basados en los procesos físicos de formación de nubes y de lluvia.

Se demostró que se podía lograr que nubes apropiadas descargaran su precipitación mediante la introducción de núcleos artificiales.

Las técnicas para hacer llover se basan en que una nube sobre-enfriada, ya sea de Cu o estratiforme, para que libere lluvia o nieve, es necesaria la presencia de cristales de hielo o bien, según Wegener-Bergeron, la presencia de gotitas comparativamente más grandes o partículas sólidas (núcleos higroscópicos) para iniciar el proceso de coalescencia.

Para lograr lo anterior, se siembran artificialmente las nubes: a) con bióxido de carbono (hielo seco) o ioduro de plata, con el fin de producir cristales de hielo; o b) se riega la nube con gotitas de agua o con núcleos higroscópicos.

La evaluación de su eficacia ha sido problemática. Aún cuando la siembra de nubes en gran escala no se ha establecido por razones técnicas y de costo, a medida que haya un mejor conocimiento de los mecanismos de precipitación natural surgirán nuevas posibilidades para la intervención del hombre, que aún cuando sea en modesta escala, puede tener gran significación económica.

* SAG. Compendio (44) pag 80

** Mason, B. J. (28) pag 90-93

I) Lluvias predominantes en la República Mexicana *

En nuestro país predominan las lluvias de verano debido a varios factores:

- El desplazamiento hacia el norte, en verano, de la zona de convergencia intertropical por lo que predominan los vientos alisios del noreste. Estos vientos al llegar frente a la S.M. Oriental producen abundantes lluvias de relieve en verano y parte del otoño.
- En la vertiente del Pacífico, Sands y Mociño hablan de la entrada de una lengua de humedad procedente del Pacífico, hacia el interior del país
- La presencia de los ciclones tropicales que se originan en el Pacífico y en el Golfo de México y producen abundantes lluvias, sobre todo en septiembre.

FIGURA 9.12 MAPA CON EL DESPLAZAMIENTO DEL ITC EN VERANO

Las lluvias de invierno se presentan asociadas a los siguientes fenómenos:

- Las perturbaciones propias de las latitudes medias como frentes fríos y depresiones ciclónicas que viajan con la corriente de los vientos del oeste que dominan en esta época del año.
- La invasión de masas de aire polar que producen descensos de temperatura y alguna precipitación.

La temporada lluviosa de invierno en la vertiente del Pacífico, al norte del paralelo 26°N, se debe al desplazamiento hacia el sur de la faja subtropical de alta presión por lo que dominan los vientos del oeste que provienen del océano Pacífico.

Durante el verano la corriente fría de California estabiliza el aire por lo que el clima es seco en esta estación.

El norte de la Altiplanicie tiene escasa precipitación y su aridez se debe, como ya se mencionó, a la presencia de la faja subtropical de alta presión y a la orientación de las sierras que la limitan y aíslan de los mares.

La parte más seca es la porción noroeste de la llanura costera del Pacífico con menos de 300 mm anuales de lluvia, en la zona del río Colorado la precipitación es menor de 50 mm anuales, dominan los vientos descendentes y secos (calmas tropicales).

Mosiño en 1964, señala la existencia de una "lengua de aire húmedo" que se presenta en verano, viene del extremo sur del anticiclón de las Bermudas-Azores, penetra por el Golfo de México hacia el norte de la Altiplanicie Mexicana y S.M. Occidental, donde al elevarse, por el relieve, se vuelve inestable y produce algunas lluvias convectivas, esta lengua húmeda avanza hacia el suroeste de EUA.

* Instituto de Geografía (21) . García, E. pags 7-16

Las lluvias de verano son la principal fuente de humedad en Sonora y Baja California, exceptuando el noroeste de la península, las lluvias generalmente son de carácter convectivo y tienen su origen en perturbaciones en la corriente de los alisios tales como una onda del este o un ciclón tropical, al sur de la península. A veces la nubosidad se debe al desplazamiento de la zona intertropical de convergencia.

Según Jáuregui, en julio la nubosidad frente al Golfo de California produce un enfriamiento de la masa de aire debajo de las nubes produciendo una "surgencia" de aire fresco y húmedo que se desplaza en el sentido longitudinal del Golfo hacia el norte de Sonora. *

A medida que avanza la masa de aire se va calentando desde abajo volviéndose inestable. Al elevarse el aire húmedo por las laderas montañosas de Sonora y la vertiente oriental de las montañas de Baja California, se producen grandes masas nubosas cumuliformes que desencadenan chubascos en ambas vertientes del Golfo. Esta surgencia húmeda llega hasta la zona desértica del sur de California y Arizona en los EUA.

FIGURA 9.13 MAPA CON ISOYETAS DE LA REPUBLICA MEXICANA

Medida de la precipitación

La atmósfera tiene una gran capacidad de contención de agua. Se calcula que en un chubasco que cubra 10 Km² con 1 cm de altura de agua, se ha precipitado 1 millón de toneladas de este líquido sobre la Tierra.

Para medir la cantidad de precipitación se usan los pluviómetros. Esta información tiene importancia porque sirve de base para el cálculo de presas, de la variación del caudal de ríos, cálculo del drenaje, calendario y tipo de siembras, etc. y para estudios climatológicos.

El pluviómetro más común consiste en un cilindro metálico con un embudo de tapa, en su interior hay un recipiente graduado en cm. o en pulgadas en donde se acumula el agua. Se hace la lectura de la altura del agua y si no está graduado el recipiente, se usa una regla.

Los pluviógrafos son instrumentos registradores de la cantidad de lluvia precipitada. Existen varios tipos: de flotador, de balanza, de balancín etc.

FIGURA 9.14 PLUVIOGRAFO

Si la precipitación es de nieve o granizo, para hacer la medición se funden envolviendo el recipiente con un lienzo mojado en agua caliente, o bien poniéndole una determinada cantidad de agua caliente.

Se han hecho pruebas con radar para medir la precipitación. Las gotas de agua que caen producen un eco de radar y así se obtiene la intensidad de la lluvia y la superficie que abarca.

* Instituto de Geografía (22)

Jáuregui-Cruz pags 143-147

Capítulo X. Masas de aire y frentes

Una masa de aire es un inmenso volumen de aire que tiene características de temperatura, humedad y densidad homogéneas en la horizontal. Estas masas tienen una extensión horizontal aproximada de 1 000 millas.

Los principales aspectos que han de conocerse de una masa de aire son: a) la región de origen, b) la trayectoria que siga en su desplazamiento y c) la edad de la masa de aire.

A) Regiones de origen, trayectoria y edad

a) Regiones de origen*

La región de origen es la región donde el aire uniformiza sus características y adquiere individualidad. Estas características dependerán de la naturaleza del terreno, si es seco o húmedo, caliente o frío, la masa resultará estable o inestable.

Una región de origen de masa de aire debe ser una área muy extensa, de superficie plana con características uniformes, en que los sistemas de presión favorezcan la permanencia del aire durante cierto tiempo. Las zonas propicias como "regiones de origen" son los anticiclones semipermanentes de presión, situados en las alturas subtropicales y en las alturas de los casquetes polares.

El aire que circula alrededor de esos sistemas adquirirá gradualmente las propiedades físicas de la superficie por contacto con el terreno.

También son una fuente de origen para formar masas de aire, las áreas que quedan alrededor del cinturón ecuatorial, donde los vientos son muy débiles y favorecen el estacionamiento de grandes volúmenes de aire por largos periodos de tiempo.

Clasificación de las regiones de origen.

De acuerdo con su situación geográfica se clasifican en: 1) Polares, 2) Tropicales, 3) Ecuatoriales

1) Región de origen Ártica y Polar. La fuente de aire ártico y polar son los campos de hielo y nieve dominados por el anticiclón ártico. Algunos autores hacen diferencia entre la región "Ártica" y la "Polar" especialmente porque las masas de aire que se forman en ambas regiones se diferencian bastante por sus temperaturas medias. En Europa la fuente de aire ártico está claramente separada del aire polar continental por los vientos del SVV, pero del lado de América la separación es menos clara y tienden a fundirse la región ártica y la polar. Por ello, se considerará que las regiones ártica y polar constituyen una sola región que se designará como "Polar"

* Petterssen, S. (41) pags 286-296

En invierno, en el hemisferio norte la región ocupa gran parte del continente euroasiático el cual está dominado por un anticiclón bien definido lo que permite al aire permanecer en ella grandes periodos de tiempo. Esto no ocurre en verano.

En el hemisferio sur, por estar dominado por una área oceánica todo el casquete polar, permite la formación de masas de aire todo el año.

2) Región de origen tropical. Son dos las fuentes de aire marítimo tropical localizadas sobre los océanos Pacífico y Atlántico en la zona de los anticiclones semipermanentes subtropicales. Su temperatura es muy uniforme y la dirección del viento es claramente anticiclónica.

La fuente de aire tropical continental corresponde a la llanura desértica del norte de África, llanura asiática y zonas desérticas del norte de México y SW de EUA.

3) Región de origen ecuatorial. Esta zona queda comprendida en la zona de "calmas ecuatoriales" o "doldrums" donde convergen los vientos alisios, abarcando entre los 10° de latitud norte y de latitud sur. Se caracteriza por su temperatura que casi no tiene variación durante el año y es eminentemente oceánica.

b) Trayectoria.

Cuando una masa abandona su región fuente comienza a cambiar su estructura. Los cambios no sólo afectan a la temperatura y humedad sino también a la estabilidad vertical. La magnitud de las modificaciones y la profundidad a que penetran dependerán de las propiedades y contraste de la superficie sobre la cual viaja, así como la duración de las influencias modificadoras.

c) Edad

Es el tiempo que ha empleado la masa de aire en su desplazamiento desde que abandona su fuente de origen. La magnitud de los cambios depende de las características del terreno y del tiempo que la masa de aire se encuentre sobre él. La absorción de las propiedades de la superficie comienzan desde abajo, por contacto y se propagan hacia los niveles superiores. Por consiguiente las modificaciones más acentuadas se producen en los niveles inferiores y cuando la masa de aire es joven. A medida que pasa el tiempo pierde sus características originales.

B) Clasificación de las masas de aire *

Las masas de aire se clasifican geográficamente por su lugar de origen pero además es preciso reconocer si tienen influencia marítima o continental, resultando la siguiente clasificación:

* Lorente, J. Ma. (25) pags 160-165

Cuadro 10.1 Masas de aire	
Designación	Observaciones
Polar	-Muy bien definida en invierno
Tropical	-Muy bien definida en verano
Ecuatorial	-Bien definida todo el año
Monzónica	-Seca en invierno y húmeda en verano

Estas masas de aire según la región en que se originan pueden tener carácter marítimo o continental con excepción de las ecuatoriales que son esencialmente marítimas.

Clasificación de las masas de aire	Polar	marítima	Pm
		continental	Pc
	Tropical	marítima	Tm
		continental	Tc
	Ecuatorial	marítima	E
		Monzónica	M

Clasificación termodinámica.

Las masas de aire cuando dejan su región de origen sufren modificaciones significativas. Si es una masa de aire frío que se desplaza hacia regiones más calientes, se irá calentando de su base hacia arriba y si al contrario, es aire caliente que recorre una zona más fría, perderá calor.

Estas diferencias de temperatura, por los diferentes fenómenos que se producen, conduce a la siguiente clasificación termodinámica de las masas de aire:

- a) Masa fría, si el aire es más frío que la superficie sobre la cual se desplaza (K)
- b) Masa caliente, si el aire es más caliente que la superficie sobre la cual se desplaza (V)

Estos símbolos se agregan a los que indican su lugar de origen, ejemplo PcK indica que la masa continental polar es más fría que la zona sobre la cual se mueve, esto ocurre cuando se dirige a bajas latitudes.

De acuerdo con la estación del año y el tiempo que permaneció en su lugar de origen, se pueden sacar conclusiones definidas acerca de las condiciones del tiempo que en ella deben prevalecer.

C) Características y modificaciones de las masas de aire. *

Al desplazarse las masas de aire de su lugar de origen sufren importantes modificaciones las cuales dependen de los siguientes factores:

- a) Edad de la masa de aire. Mientras más joven sea, las modificaciones son más notorias y afectan un mayor espesor dentro del volumen de aire considerado.
- b) Contraste de temperatura entre el aire que se desplaza y el terreno sobre el cual se mueve.
- c) Naturaleza del terreno. Si es marítimo, las modificaciones serán diferentes a las que se producirían si es continental.
- d) Latitud a la cual se localiza. Las diferencias de calentamiento tienen gran importancia en las modificaciones que experimentan las masas de aire al desplazarse de altas a bajas latitudes o viceversa.

Las modificaciones más importantes que pueden experimentar son:

- Las masas polares se transforman en tropicales y viceversa
- Las masas continentales se transforman en marítimas y viceversa
- Las masas frías se transforman en calientes y viceversa

Masas polares.

En su región de origen las masas polares y árticas tienen características comunes:

- a) Baja temperatura
- b) Escasa humedad
- c) Estables, especialmente en sus niveles inferiores

Al salir de su lugar de origen comienzan a moverse, por lo general hacia regiones de menor latitud y por consiguiente, más calientes, actuando como masas frías (K).

Masa Polar continental

En su trayectoria, las características más sobresalientes de las masas Pc son:

- a) Baja temperatura, pero aumentando lentamente a medida que avanza
- b) Escasa humedad, pero constante
- c) Inestabilidad creciente desde abajo
- d) Cielos despejados en general con buena visibilidad.

Si se produce nubosidad es cumuliforme, Cb aisladas.

* CIAAC (6) pag 204

Masa Polar marítima

Las masas Pm tienen su lugar de origen en el anticiclón semipermanente de las Aleutianas y de Islandia. Al dejar su lugar de origen:

- a) aumenta lentamente su temperatura
- b) se vuelven inestables
- c) si se desplazan sobre una región oceánica, se forman Cu y Cb aislados y si es región continental pierden lentamente su humedad.
- d) el nivel de las nubes es alto y si llueve es en forma de chubasco.

FIGURA 10.1 MAPA DE REGION DE ORIGEN DE LAS MASAS DE AIRE

Masas tropicales.

Masa Tropical continental

La fuente de origen de las masas Tc en el Hemisferio Norte se localiza en la parte norte de México y SW de EUA.

Sus principales características en el lugar de origen son:

- a) Temperatura elevada
- b) Muy escasa humedad
- c) Gran inestabilidad
- d) Cielos despejados, buena visibilidad

Al desplazarse ocurren los siguientes cambios:

- 1) Disminuye su temperatura a medida que avanza a mayores latitudes
- 2) Mantiene escasa humedad por lo que pocas veces produce niebla, pero sí mala visibilidad por bruma o humo.
- 3) Se vuelve estable a medida que avanza hacia zonas más frías.

Masa Tropical marítima

La fuente de origen de las masas Tm es la zona de anticiclones subtropicales en ambos océanos. En su lugar de origen tiene las siguientes características:

- a) Elevada temperatura
- b) Alto contenido de humedad
- c) Inestable en sus niveles inferiores y por tanto buena visibilidad
- d) Debido a que su región de origen es anticiclónica, es estable en la altura

Al desplazarse en invierno se va haciendo estable desde sus niveles inferiores debido a que se va comportando como masa caliente. Los cambios que sufre son:

- a) Elevada temperatura pero disminuyendo
- b) Alta humedad
- c) Estabilidad creciente
- d) Formación de nieblas y stratus.

Esta masa de aire es la causante de las nieblas y nubes estratiformes que en invierno cubren extensas zonas del SE de EUA y costas de México, cuando el aire invade el continente y avanza hacia el norte.

FIGURA 10.2 MAPA MASAS DE AIRE

Al desplazarse en verano e invadir el continente, actúa como masa fría por lo que sus características varían así:

- a) Aumento de temperatura debido a que los continentes están más calientes que las masas oceánicas
- b) Elevada humedad
- c) Inestabilidad creciente desde abajo
- d) Formación de Cu y Cb con gran turbulencia y precipitaciones.

Estas masas de aire húmedo proveniente de los anticiclones que en esta época se localizan alrededor de los 40° de latitud, son las causantes de los chubascos y tormentas eléctricas que afectan al sur de EUA y el oeste de México. Además penetran hasta la Meseta de Anahuac y producen la temporada de lluvias características de la zona.

También son las responsables de las torrenciales lluvias de Centroamérica y parte de Suramérica en verano.

Estas precipitaciones no solo se deben a la invasión de estas masas húmedas sino también al desplazamiento del ITC hacia el Hemisferio Norte.

Masas ecuatoriales

La fuente de formación de estas masas se encuentra en la zona ecuatorial que se extiende entre los 10° de latitud norte y 10° de latitud sur.

Es la zona de convergencia de los vientos alisios con un movimiento general de ascenso. Es predominantemente oceánica por lo que la conducción de calor y humedad hacia niveles muy altos es muy activa. Las principales características en su región de origen son:

- a) Muy alta temperatura
- b) Elevada humedad
- c) Muy inestable especialmente en los primeros niveles
- d) Formación de Cu y Cb que producen abundantes lluvias convectivas, chubascos y tormentas eléctricas

Debido a que la región ecuatorial experimenta muy pocos cambios en verano e invierno, la masa ecuatorial presenta las mismas características en ambas estaciones y

los cambios que sufre al desplazarse no son significativos, conservando sus características.

Las regiones hacia donde se dirige son: centro y sur de Centroamérica y norte de Suramérica

La región de los monzones

Sobre Asia, el monzón de invierno es relativamente frío y seco y fluye como un viento moderado en la India y en el sureste de Asia.

La temperatura del aire se va elevando a medida que avanza hacia menores latitudes y al llegar al océano aumenta su humedad.

El monzón de verano se forma en la masa oceánica por lo que tiene elevada temperatura y humedad. Al entrar al continente se vuelve inestable, la gran turbulencia eleva la humedad produciendo grandes masas nubosas y abundantes precipitaciones, vitales en la economía de la región.

Regiones de transición

Existen regiones de transición en que las masas de aire sufren rápidos cambios. Masas de aire ártico y polar continental con baja temperatura y escasa humedad, fluyen primero sobre corrientes frías del océano y después sobre las calientes y pronto se transforman en masas calientes y húmedas.

Estas son regiones de transformación muy rápidas en que el calor y la humedad son tomados por el aire a extraordinaria velocidad, como el calentamiento es desde abajo se crea gran inestabilidad por lo que el calor y la humedad llegan a grandes alturas provocando frecuentes tempestades.

D) Frentes *

Se llama frente a la zona de contacto de dos masas de aire de diferentes condiciones de temperatura y densidad.

El frente se produce en la zona de convergencia de los vientos del W con los vientos polares y debido a la diferencia de características de ambas masas, la línea del frente es ondulada y da lugar a la formación de diferentes tipos de frentes.

La energía que se genera con la intervención de dos masas de aire, se manifiesta en la atmósfera como viento y desplazamiento de las dos masas de aire formando un frente.

Se llama superficie frontal la zona de transición entre dos masas de aire. Los procesos que conducen a la formación de dicha superficie frontal se denominan Frontogénesis y a los procesos que conducen a la disipación del frente se llaman Frontolisis.

* Cosgrove, B. (10) pags 32-35 Llaugue, D. F. (24) pags 113-116

Características generales de los frentes

Un frente no sólo es la zona de separación entre dos masas de aire de diferentes características sino también la zona en la cual los diferentes elementos meteorológicos presentan una discontinuidad tanto horizontal como vertical.

- a) Discontinuidad en la temperatura con fuerte gradiente térmico hacia el aire frío y débil hacia el aire caliente
- b) Discontinuidad en la presión. Existe un centro de máxima atrás del frente y uno de mínima delante, de tal manera, que a través de un frente las isobaras se desvían de tal forma que el menor ángulo contiene a la baja presión. Las estaciones meteorológicas registran un descenso de la presión a medida que el frente se acerca y una vez que ha pasado, un ascenso de la misma.
- c) Discontinuidad de la humedad. El aire frío tiene menor humedad que el aire caliente
- d) Discontinuidad de los vientos. La variación del viento a través de una superficie frontal siempre es de carácter ciclónico.

Clasificación de los frentes

Los frentes pueden clasificarse de acuerdo con el sentido de su movimiento de la siguiente manera:

- Frente frío
- Frente caliente
- Frente estacionario
- Frente ocluido

Frente frío

Se dice que es un frente frío cuando es el aire frío el que va desplazando al aire caliente.

El aire frío al quedar en contacto con el aire caliente, representa energía potencial que puede ser transformada en energía cinética. Así mismo el aire caliente al ser forzado a ascender se expande y se enfría adiabáticamente produciéndose la condensación la cual da lugar a la liberación de calor latente que contribuye a que también se desarrolle energía cinética.

La inclinación de la superficie frontal es bastante abrupta, por lo general se eleva 1 Km por cada 75 Km de distancia horizontal. Por consiguiente para que alcance una altura de 3 Km se requiere una extensión de 225 Km en la horizontal.

Las condiciones del tiempo que acompañan al paso de un frente frío en el Hemisferio Norte son las siguientes: *

* Hufly, A. (20) pags 168-170

- a) Marcado descenso de la temperatura y de la humedad
- b) Sensible aumento de la presión debido a que el aire frío es más denso que el aire caliente
- c) Cambio de la dirección del viento. En el aire caliente el viento es del SW y cambia a NW en el aire frío que viene detrás del frente
- d) Nubosidad cumuliforme a lo largo de la línea frontal originando una zona de mal tiempo aunque de poca extensión, de 50 a 75 Km

Por lo anterior el paso de un frente frío se caracteriza porque el tiempo es violento pero de corta duración y generalmente detrás del frente hay cielos despejados

FIGURA 10.3 CORTE DE UN FRENTE FRÍO.

Cuando el frente frío se mueve a más de 40 Km/hr, la superficie frontal adquiere fuerte pendiente.

Frente caliente

Se produce cuando el aire caliente alcanza al aire frío y asciende por encima de este último. Por lo general tiene una pendiente de 1 Km de altura por 250 Km en la horizontal.

El aire caliente es mucho menos denso y pesado que el aire frío por lo que el primero es forzado a ascender sobre el segundo.

El ascenso lento del aire caliente por encima de la superficie frontal, da lugar a la formación de nubes estratificadas cuya secuencia, desde la parte delantera hacia la región del frente se puede observar en la figura 10.4.

FIGURA 10.4 FRENTE CALIENTE

La banda de mal tiempo en un frente caliente puede ser de 250 a 500 Km, la precipitación comienza desde que aparecen los As hasta el frente, por lo que es de carácter continuo y bastante intensa.

La aproximación de un frente caliente se indica por la observación de la nubosidad: *

- a) Primero aparecen Ci que van espesando para formar Cs
- b) La base de las nubes va descendiendo y aparecen Ac y As, con éstas últimas comienza la precipitación de lluvia o nieve ligera cuya intensidad aumenta paulatinamente

* Coulomb, J. (11) pags 140-145

c) La precipitación aumenta de moderada a fuerte cuando aparecen los Sc y Ns, los techos pueden ser de 200 m y la visibilidad menor de 1 Km

d) La intensa precipitación, techos bajos, nieblas y mala visibilidad persisten hasta que el frente pasa

El paso de un frente caliente determina los siguientes fenómenos:

- Aumento de la temperatura
- Aumento gradual de la presión
- Aumento de la humedad
- Cambio de la dirección del viento del NW en el aire frío a SW en el aire caliente
- El tiempo mejora rápidamente después del paso de un frente caliente

Frentes ocluidos

Se produce una oclusión cuando un frente alcanza a otro. Existen 2 tipos de oclusión, dependiendo del contraste de temperatura entre el aire frío que está por delante del frente caliente y el que se encuentra por detrás del frente frío, de acuerdo con ese contraste puede ser oclusión tipo frente frío o tipo frente caliente.

El aspecto de una corte vertical hecho en ambos tipos se muestra en las siguientes figuras:

Oclusión tipo frente frío

Se produce cuando el aire frío que viene detrás del frente frío, tiene menor temperatura que el aire frío que va adelante del frente caliente.

Cuando el frente frío alcanza al frente caliente, se mete por debajo del aire caliente y del aire menos frío que va adelante. Por tanto el frente caliente que estaba en superficie es obligado a ascender por encima de la superficie frontal permaneciendo en la altura. En consecuencia, en toda oclusión tipo frente frío, existe un frente caliente en la altura.

FIGURA 10.5 OCLUSIÓN TIPO FRENTE FRÍO

FIGURA 10.6 MAPA OCLUSIÓN SOBRE EUROPA.

Oclusión tipo frente caliente

En este caso el aire frío que viene detrás del frente frío, tiene una temperatura mayor que el aire frío que va por delante del frente caliente.

Debido a que el frente frío se ve obligado a subir a lo largo de la superficie frontal caliente, permaneciendo en la altura, en toda oclusión tipo frente caliente, arriba existe

un frente frío. A esto se debe que en la mayoría de los casos se presenten Cb dentro de la masa de nubes estratificadas como se muestra en la figura 10.8

FIGURA 10.7 OCLUSIÓN TIPO FRENTE CALIENTE

Los fenómenos asociados con los frentes ocluidos son varios:

- En los 2 tipos de oclusión existe un valle de aire cálido encerrado entre dos masa de aire frío
- La masa de aire cálido es impulsada hacia arriba provocando la formación de nubes y precipitación
- Mientras continúa el proceso de oclusión, el sector caliente se eleva cada vez más por lo que la depresión queda rodeada de aire frío en las capas bajas. Cuando llega a este estado, las masas de aire han tenido tiempo de modificarse y mezclarse, desapareciendo la oclusión

Frente estacionario

Un frente puede hacerse estacionario por las siguientes circunstancias:

- Cuando un frente ya sea caliente o frío se aproxima a un sistema montañoso de gran altura. Si el viento que viene detrás del frente no es lo suficientemente fuerte para hacerlo avanzar, el frente se estaciona por varios días hasta disiparse.
- Cuando los vientos fríos delante de un frente caliente soplan paralelos al frente y son muy débiles.
Considerando que la velocidad de desplazamiento de un frente caliente depende principalmente de la velocidad con que la masa de aire frío vaya retrocediendo por delante del frente caliente, si dichos vientos soplan paralelos a la orientación del frente, este se hace estacionario
- Cuando a ambos lados del frente existe un anticiclón. En este caso los vientos a ambos lados del frente pueden estar soplando paralelos a la superficie frontal y ésta no se desplaza.

FIGURA 10.8 FRENTE ESTACIONARIO.

Este fenómeno es muy común cuando existe un anticiclón bien formado en el Golfo de México. Se originan techos bajos, mala visibilidad, nieblas, lluvia ligera o llovizna extendiéndose el mal tiempo desde el SE de Texas hasta Nuevo México.

Un frente estacionario actúa siempre como frente caliente y las condiciones del tiempo son las que se describen para dicho frente.

E) Ciclones extratropicales *

En la década de los años 40's las investigaciones de J. Bjerknes y H. Solberg sobre las borrascas que afectaban el NW de Europa, encontraron que tenían caracteres comunes fundamentales, llegando a la conclusión de que los ciclones extra tropicales eran causados por la interacción de masas de aire. (Frentes)

Bjerknes encontró que un ciclón extra tropical está constituido por dos masas de aire diferentes. Una de ellas caliente y húmeda procedente de la región subtropical y la segunda masa es fría procedente de alguna fuente polar.

El aire frío más pesado y con mayor velocidad comienza a deslizarse debajo de la masa caliente y ésta a su vez avanza y empuja al aire frío que tiene delante, hacia una zona de baja presión. El frente frío alcanza al frente caliente acentuándose la oclusión, con una baja presión en el vértice de ella por lo que el aire comienza a moverse en forma ciclónica a su alrededor.

En la primera etapa del ciclón extra tropical, el aire caliente se extiende hacia el norte como una lengua entre dos grandes masas de aire frío, esta zona la llamó Bjerknes "sector caliente".

La separación entre las dos masas de aire es brusca, distinguiéndose el borde meridional del aire frío como frente polar y como frente caliente en donde el aire caliente desplaza al frío.

FIGURA 10.9 DIBUJO CICLÓN EXTRA TROPICAL.

El aire del sector caliente sopla hacia arriba sobre la cuña fría y se enfría adiabáticamente a medida que asciende, provocando un extenso sistema nuboso y una área de precipitación delante del frente caliente.

En tanto en la parte posterior del ciclón el aire frío empuja por abajo al caliente y también produce una zona de mal tiempo.

Quando se aproxima un ciclón extra tropical o borrasca se observa:

- La presencia de Ci y Cs que rápidamente se espesan y convierten en As y Ns con precipitaciones
- Cuando pasa el frente caliente, cesa la lluvia. Sigue el sector caliente que se caracteriza por una capa baja de nubes, a veces con llovizna.
- Al aproximarse el frente frío aparecen nubes altas que pronto se espesan en Ns produciendo lluvia o nieve así como chubascos originados por Cb. Desciende la temperatura.

* Lorente, J. Ma. (25) pags 167-170. Dobson, G. M. B. (13) pags 75-78

Los frentes asociados a los ciclones extra tropicales presentan un ciclo de vida. Las primeras fases de su génesis se desarrollan entre 12 y 24 horas y su desarrollo posterior, con lluvias y mal tiempo dura 2 o 3 días más. Cuando la onda depresionaria se rompe, el frente queda ocluido hasta desaparecer el sector cálido, la depresión tiende a desaparecer y nuevamente quedan separadas las masas de aire frío y caliente como al principio.

FIGURA 10.10 DIBUJO DE GENESIS Y DESARROLLO DE UNA ONDA CICLÓNICA EN EL HEMISFERIO NORTE.

Distribución geográfica

Los ciclones extra tropicales presentan en el Hemisferio Norte una mayor incidencia a los 60° de latitud norte en verano y a los 50° de latitud norte en invierno.

Las borrascas que afectan a Europa se forman aproximadamente en Islandia y en Groenlandia, avanzan hacia el Este y al llegar a las costas de Europa ya forman frentes ocluidos.

FIGURA 10.11 MAPA DE BORRASCA EN EUROPA

En el H.S. el cinturón de máxima frecuencia es continuo alrededor de la Tierra debido a la predominancia oceánica.

F) La corriente de chorro

La existencia de una fuerte corriente circundando la Tierra fue señalada por primera vez en 1930 por Bjerknes. En 1942 observaciones directas de los vientos probaron que en cada hemisferio hay una fuerte corriente que circunda la Tierra. Por su gran concentración y velocidad se le llama "chorro troposférico" (jet stream).

En la atmósfera cerca de la superficie, los vientos son de poca velocidad y de dirección variable; en las capas superiores, por encima de los 3 Km, predominan los sistemas de ondas largas que se mueven de Oeste a Este y superpuesta existe una fuerte corriente zonal cuyo núcleo es la llamada corriente de chorro con velocidades de 20 a 100 m/seg.

La dirección general del chorro principal es de Oeste a Este pero los chorros individuales muestran normalmente una configuración ondulada. La corriente semeja a un río rápido serpenteando entre núcleos de aire relativamente estancado.

FIGURA 12. DIBUJO DE LOCALIZACION DE LA CORRIENTE DE CHORRO

Como se vio en la circulación general del aire existen tres celdas o regimenes de vientos:

- a) Una estrecha zona de vientos del Este alrededor de la alta polar. (celda polar)

* Derek, E. (12) pags 154-155

b) Una ancha zona de vientos del Oeste en latitudes medias (30° a 60°) la cual aumenta en anchura rápidamente con la altura. (celda de Ferrel)

c) Una zona de vientos del Este formada por los alisios que soplan entre los 30° de latitud y el Ecuador. (celda de Hadley)

En invierno, al nivel del mar los vientos más fuertes (10 millas/hr) se encuentran a 45° de latitud norte pero la velocidad va aumentando con la altura hacia el sur, de manera que entre los 12 y 14 Km y a la latitud aproximada de 28° se localiza la máxima velocidad (70 millas/hr), es el núcleo del chorro de la corriente zonal media.

Este chorro se forma cuando la troposfera ártica se ha enfriado intensamente, alcanzando su mayor fuerza en enero y desaparece a principios de marzo por el calentamiento creciente del aire.

En verano las diferencias de temperatura entre las altas y bajas latitudes son menores que en invierno por lo que los vientos son más débiles.

El contraste máximo de temperatura se encuentra a unos 50° de latitud norte y el núcleo del chorro está entre los 40° y 45° de latitud norte. Al avanzar la estación de verano, los vientos del Este ecuatoriales se extienden hacia el Norte.

En la Estratosfera el decremento de la temperatura hacia el sur es más intenso en verano que en invierno, como consecuencia los vientos estratosféricos de componente Oeste cambian a vientos de componente Este.

La intensidad de la corriente de chorro varía con las estaciones y longitud geográfica.

La corriente invernal es más fuerte cerca de la costa este de Asia, donde el contraste de temperatura es máximo y es más débil al Este de los océanos Pacífico y Atlántico.

La corriente de chorro en verano más fuerte se manifiesta a lo largo del litoral de Canadá como reflejo del contraste del aire caliente y húmedo de la costa oriental de EUA y el aire frío de la Bahía de Hudson.

Otras corrientes de chorro se encuentran sobre el Mediterráneo debido a la diferencia de temperaturas entre el aire caliente y seco del Sahara y el relativamente frío de Europa. En el H.S. se presentan corrientes de chorro en la alta troposfera aunque mucho más uniforme que en el H.N. debido a que en las latitudes subpolares no hay grandes masas de tierra por lo que la distribución de la temperatura es más uniforme alrededor del polo sur.

A) La contaminación atmosférica

La polución atmosférica actualmente está planteando graves problemas a escala global, afectando a ecosistemas terrestres y marítimos además de afectar a la salud del hombre.

Los aerosoles existentes en la atmósfera unos son de origen antropogénicos y otros de origen natural como los producidos por el golpe de las olas; el spray del mar; las tormentas de polvo en el desierto; los aerosoles que emite la cubierta vegetal llamados terpenos. Sobre todo las erupciones volcánicas son una de las fuentes más poderosas de inyección de aerosoles a la atmósfera porque lanzan enormes cantidades de cenizas y bióxido de azufre que procesos químicos transforman en ácido sulfúrico.

Una importante fuente de estos gases son los automotores, industrias como fundidoras y refinerías y las plantas generadoras de energía eléctrica que queman combustibles fósiles: carbón y petróleo.

En contacto con el agua, el bióxido de azufre se transforma en ácido sulfúrico y el óxido nítrico en ácido nítrico de donde proviene el nombre de lluvia ácida, la cual destruye la película de protección de las hojas, disminuye su impermeabilidad y aumenta la transpiración natural. Los árboles, privados de una parte de sus recursos en agua, se van marchitando.

La precipitación de lluvia ácida puede caer a cientos de kilómetros del lugar en que se emiten los gases precursores, debido a la circulación del aire. Las emisiones del Reino Unido afectaron a los bosques y lagos escandinavos desapareciendo formas de vida acuática en ríos y lagos del sureste de Noruega y oeste de Suecia y comenzaron a secarse miles de coníferas del centro y norte de Europa. En Canadá, el deterioro de sus bosques de maple se atribuye a las emisiones provenientes de la zona industrial del NE de Estados Unidos.

Por otro lado, la polución, transformada en ácidos por la acción de la lluvia y la humedad del aire penetran generalmente hasta el subsuelo destruyendo los elementos nutritivos que contiene. *

Paralelamente la polución atmosférica deposita sobre los suelos una importante cantidad de metales pesados como el mercurio, plomo y cobre. Estos depósitos constituyen un factor importante en la desaparición de áreas forestales, afectando la agricultura y alterando los ecosistemas.

Las causas de la contaminación creciente de la atmósfera en lugar de disminuir aumentan debido principalmente a las actividades humanas entre ellas: **

* Geomundo (17)

** Carpenter, C. (3) pags 64-68 Torres, R. (49)

a) La descarga de grandes cantidades de bióxido de carbono producto de la combustión de combustibles fósiles (carbón y petróleo) usados como fuentes energéticas sobre todo en la industria y los automotores.

b) Las emisiones de clorofluorocarbonos (CFC's) que provocan la destrucción del ozono estratosférico y contribuyen al cambio climático.

c) La destrucción de los bosques tropicales que además de ser un serio problema ecológico, se estima que entre 15% y 30% de las emisiones del bióxido de carbono provienen de la deforestación, propiciada sobre todo en los países subdesarrollados por el crecimiento demográfico, y necesidad de tierras para cultivo.

d) Según la FAO las emisiones de metano por el ganado y sus residuos representan el 30% y el emitido por los arrozales, 35%. Por otro lado la agricultura contribuye al efecto invernadero con emisiones de óxido nítrico, bióxido de carbono además del metano.

Se ha podido determinar que en 1880 el bióxido de carbono en la atmósfera era de 290 partes por millón (ppm) y para 1980 se incrementó a 352 ppm o sea más del 20%, sin embargo el metano tiene la tasa más alta de crecimiento, de 800 a 1 700 ppm, llegando a 1% anual o sea a 109% para el mismo período señalado. El óxido nitroso ha aumentado de 285 a 310 ppm, o sea un 10% aproximadamente.*

La contaminación es mayor en las grandes urbes por la expansión de los asentamientos humanos, aumento de la población y con ello aumento de desechos (la respiración y la putrefacción liberan bióxido de carbono y metano), creciente aumento de industrias y automotores etc. de tal manera que la población respira una alta concentración de gases y partículas.

En las horas pico miles de vehículos expulsan poluciones por los tubos de escape. El monóxido de carbono provoca dolores de cabeza, los óxidos de nitrógeno causan asma, el benceno es cancerígeno, el plomo daña el cerebro y el ozono irrita los ojos y nariz.

Esta acumulación de contaminantes llega a puntos críticos cuando la inversión térmica impide la dispersión de ellos por lo que la población lo resiente con afecciones en los ojos, la piel y las vías respiratorias. Todo ello nos lleva a pensar que "respirar puede dañar la salud"

Acción antropogénica. Por primera vez las actividades humanas pueden haber comenzado a alterar el estado natural de nuestro planeta. El problema está relacionado con el aumento de bióxido de carbono en la atmósfera como resultado directo del consumo de combustibles fósiles y destrucción de los bosques. El CO₂ está presente en la composición del aire en un 0.03% o sea 300 partes por millón (ppm). Desde la revolución industrial del siglo pasado, esta proporción ha aumentado a 352 ppm.

* Jones D., Wigley Tom. El Clima. Libros de Investigación y Ciencia. Ed. Prensa Científica. Barcelona 1991

Este aumento es importante porque el CO_2 tiene una elevada capacidad de captación de radiación infrarroja. La radiación solar, calienta la superficie de la Tierra y ésta la devuelve al exterior en forma de radiación infrarroja. Gran parte de esta radiación no sale porque es absorbida por el CO_2 produciendo una temperatura más elevada de lo normal, de ahí proviene el término "efecto invernadero"

Efecto invernadero.*

Gran número de científicos están convencidos de que el "calentamiento del globo" es una realidad y que es causado por la emisión de "gases invernadero" o "gases trasa" los cuales actúan como una capa que absorbe cada vez más energía calórica que conduce a un incremento de temperatura y a serios cambios climáticos.

Los "gases invernadero" más importantes son: bióxido de carbono (CO_2), clorofluorocarbonos (CFC's), metano y vapor de agua. Aunque estos gases están en pequeñas cantidades tienen un papel importante en el balance calórico del planeta ya que actúan como los paneles de vidrio de un invernadero que permiten el paso del calor solar pero no lo dejan salir.

Existe un efecto invernadero natural que ha permitido el desarrollo de la vida en el planeta ya que si no existieran gases que absorbieran la energía que irradia la Tierra, la pérdida de energía calórica sería tan grande que la temperatura promedio del globo sería alrededor de -15°C . Este efecto invernadero ha existido desde hace 3 000 millones de años y en ciertos periodos geológicos, de gran actividad volcánica es muy probable que hayan sido mayores que el actual. **

Cada año, 5 000 millones de toneladas de CO_2 son expulsadas a la atmósfera por todas las industrias y la quema de bosques que aporta 1 000 millones de toneladas adicionales, aunque esta fuente de emisión es más fácil de controlar. Las emisiones de fluorocarbonos se ha incrementado en 6% al año hasta finales de los 80's y aunque existen en menor proporción que el CO_2 , pueden absorber mayor radiación.

La mayoría de los climatólogos creen que en el momento en que se duplique la cantidad normal de CO_2 , lo cual puede ocurrir a mediados del siglo XXI, es posible que el mundo se haya calentado una media de 2°C .

Este incremento promedio podría representar un ligero cambio en los trópicos, pero un incremento hasta de 8°C a 10°C en las zonas polares lo que significaría un descongelamiento de los hielos polares y elevación del nivel del mar con todas las consecuencias previsibles.

Cambios de los cinturones climáticos.

De acuerdo con las predicciones de Hermann Flohn, si la temperatura se incrementa de 2°C a 5°C los efectos serían dramáticos en todo el patrón de climas del hemisferio norte, habría un cambio en los cinturones climáticos y se volvería a tener el

* Carpenter, C. (3) pags 74-190

** Mauder, W.J. (29) pag 40

mismo patrón de climas de hace 3 millones de años cuando el océano Ártico no tenía icebergs. *

FIGURA 11.1 MAPA CAMBIOS DEL CLIMA

El desplazamiento de los cinturones sería hacia el norte porque hay mayor masa continental que en el hemisferio sur.

- 1) El clima ecuatorial se movería hacia el norte abarcando Centroamérica, parte del Sudán, Yemen, Sahel, SE de Asia y Filipinas. Estas zonas tendrían las altas temperaturas y abundantes lluvias de la presente zona ecuatorial.
- 2) Al norte habría una sabana de pastizales que cubriría parte de México, Sahara, Arabia Saudita y norte de la India.
- 3) Por otra parte, California, Texas, los países mediterráneos, la mayor parte del Cercano Oriente, Turquía, Irán, Punjab y el valle del Ganges experimentarían una reducción de sus lluvias invernales y tendrían clima más seco. España, Portugal, sur de Francia, Italia y los Balcanes serían semidesérticos. El clima mediterráneo sería desplazado hacia el norte abarcando el N. de Europa y Gran Bretaña.
- 4) En el hemisferio sur los cinturones de climas también se moverían hacia el norte y las zonas de selva se volverían zonas de pastizales
- 5) Se formaría un cinturón de desiertos más amplio abarcando el NE de Brasil, Zaire, Malasia, Indonesia, Nueva Guinea y el norte de Australia.

Este escenario extremoso que se asume, puede ocurrir por el presente calentamiento de la Tierra debido a los gases invernadero más que resultado de otros fenómenos.

La contaminación atmosférica tiene varias consecuencias entre ellas: **

- 1) El cambio climático global debido al efecto invernadero propiciado por los gases traza como el bióxido de carbono, bióxido de azufre, metano y otros, como ya se vio anteriormente.
- 2) Disminución de la capa de ozono por las reacciones químicas producidas por los CFC's y con ello el incremento en la penetración de las radiaciones ultravioleta que pueden producir destrucción de las células vegetales y animales, cáncer en la piel, cataratas y otros efectos nocivos
- 3) Los cambios climáticos darán lugar al cambio de paisajes y desaparición de ecosistemas terrestres y marinos.
- 4) Asimismo con los cambios de temperatura y humedad se altera sensiblemente las actividades agrícolas y ganaderas y con ello la producción de alimentos.

* Carpenter, C. (3) pags 140-142

** Gribbin, J. (19) pags 84-89

5) El calentamiento global daría lugar al descongelamiento de glaciares y elevación del nivel del mar con las consecuencias obvias.

Las acciones que se proponen para combatir la contaminación atmosférica y sus consecuencias pueden afectar radicalmente las actividades económicas, porque significan un cambio en la tecnología y aumento en los costos de producción por el uso de fuentes de energía menos contaminantes, pero son medidas necesarias, entre ellas: *

- Uso más eficiente y racional de las fuentes de energía, combinando los combustibles fósiles con otras fuentes alternativas menos contaminantes como la energía solar, eólica y la nuclear bajo estrictos controles.
- Incrementar la reforestación para favorecer la absorción de bióxido de carbono por las plantas.
- Sustitución de CFC's por otros productos que no destruyan la capa de ozono.
- Cambio en las prácticas agrícolas mediante la racionalización del uso de agroquímicos (fertilizantes, herbicidas, plaguicidas)
- Difundir programas educativos para concientizar a la población de la necesidad de preservar al ambiente
- Promover legislaciones a nivel mundial que protejan la habitabilidad del planeta para evitar consecuencias catastróficas.
- Acuerdos internacionales que restrinjan las emisiones de gases de efecto invernadero: bióxido de carbono, metano, óxidos de nitrógeno y CFC's.

Para evitar este calentamiento global se deben reducir las emisiones de CO₂ un 2% anualmente.

Para los optimistas la situación no es alarmante por las evidencias de que una nueva "era glacial" está a punto de volver, pero lo real es que estamos destruyendo en pocas décadas el delicado equilibrio "tierra-agua-atmósfera" que tardó cientos de millones de años en formarse y que propició la evolución de la vida. De continuar los procesos de contaminación se pondrá en grave peligro el futuro del Planeta.

CONCLUSIONES

Como ya se vio a lo largo de la temática desarrollada en el texto, la atmósfera rige la vida en el planeta de muchas maneras: actúa como un escudo que filtra diversos tipos de radiaciones electromagnéticas y partículas de elevada energía procedentes del Sol y del espacio; desintegra la mayor parte de los meteoritos que bombardean al planeta. Los vientos transportan calor y humedad favoreciendo la mezcla de aire y así se crean condiciones favorables para la vida. También impulsa las olas y a las corrientes marinas, erosiona las rocas y transporta a lejanas tierras las arenas, el polen e insectos, difundiendo formas de vida.

Los vientos que barren la sabana africana depositan parte de ese polvo en el océano Atlántico y con ello proveen de importantes minerales a la cadena alimenticia marina; este polvo africano se desplaza hasta Florida donde modifica la cantidad de radiación que llega al suelo, siguiendo su camino llegan al interior de la pluviselva amazónica donde enriquecen los suelos pobres en nutrientes de la zona.

La atmósfera mantiene el balance calórico entre la radiación entrante y la saliente y como gigantesca máquina térmica transforma la energía calórica en cinética dando lugar a las grandes perturbaciones atmosféricas: ciclones, borrascas, tomados.

Los cambios de temperatura y humedad atmosférica marcan los ritmos de la vida animal y vegetal así como de las actividades humanas, especialmente las agrícolas, de ahí que sea tan importante conocer las leyes físicas que rigen a la atmósfera para explicarnos su comportamiento y poder predecir "los estados del tiempo".

La investigación de los procesos atmosféricos se ha intensificado en el presente lo que ha permitido que la sociedad comience a concientizarse de que deben realizarse acciones inmediatas como la prohibición del uso de gases fluorocarbonados que destruyen la capa de ozono y frenar el aumento acelerado del bióxido de carbono que provoca el efecto invernadero, porque de lo contrario, habrá que asumir las consecuencias, entre ellas la modificación del régimen de lluvias y vientos, creciente desertización, aumento de la temperatura planetaria, deshielo de los casquetes polares y elevación del nivel del mar.

Espero que los elementos de meteorología desarrollados en este libro ayuden al lector a entender los fenómenos atmosféricos y despierte su interés para profundizar en su estudio. Así mismo que se comprenda que debemos cuidar el delicado equilibrio de este océano de aire en que estamos sumergidos, porque de ello depende nuestra sobrevivencia.

BIBLIOGRAFIA

- (1) - Ayllón, T. y Gutiérrez, J. "Introducción a la observación meteorológica" Editorial Limusa México, 1988
- (2) - Barry, R. G. y Chorley, R.J. "Atmósfera, tiempo y clima". Ediciones Omega., Barcelona, 1980
- (3) - Carpenter, C. "The changing world of weather". Guinness Publishing Ltd. Londres, 1991
- (4) - Carrasco, P. "Meteorología". Fondo de Cultura Económica. México, 1948
- (5) - Catalá, J. A. "Diccionario de Meteorología". Ed. Alhambra. Madrid, 1986
- (6) - Centro Internacional de Adiestramiento de Aviación Civil. OACI. "Apuntes del curso de Meteorología Aeronáutica". 1979
- (7) - Clause, R. y Facy, L. "Les Nuages" Editions du Seuil. Paris, 1978
- (8) - Chávez, F. "El niño y la oscilación del sur". Investigación y Ciencia. Barcelona, Marzo 1987
- (9) - Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Información Científica y Tecnológica. "Huracanes". Núm. 37. Enero, 1981
- (10) - Cosgrove, B. "Weather". Eyewitness Book. Londres, 1991
- (11) - Coulomb, J. y Loisel, J. "La Física de las nubes" Editorial Espasa Calpe. Buenos Aires, 1979
- (12) - Derek, E. "Earth". Marshall Editions. Londres, 1992
- (13) - Dobson, G.M.B. "Exploring the atmosphere". Claredon Press. New York, 1992
- (14) - Durand, D. "Climatología". Ediciones Ariel. Barcelona, 1972
- (15) - Fontseré, E. "Elementos de Meteorología". Editorial Gustavo Gili. Barcelona, 1963
- (16) - Friedman, R. M. "Appropriating the weather and the construction of a modern Meteorology" Cornell University Press. Ithaca EUA, 1989
- (17) - Geomundo. "Lluvia ácida: amenaza contra la vida". Editorial Televisa. Diciembre, 1994
- (18) - Gordon, A. H. "Elementos de Meteorología Dinámica" Editorial UTEHA. Mexico, 1975
- (19) - Gribbin, J. "El clima futuro". Biblioteca Científica Salvat. Barcelona, 1986
- (20) - Hufty, A. "Introducción a la Climatología" Editorial Ariel. Barcelona, 1984

- (21) - Instituto de Geografía. "Boletín, vol. V". UNAM. México, 1974
- (22) - Instituto de Geografía. "Boletín, num. 10". UNAM. México, 1980
- (23) - Koeppen, W. "Climatología". Fondo de Cultura Económica. México, 1956.
- (24) - Llauge, D. F. "¿La Meteorología? pero sí es muy fácil". Editorial Marcombo. Barcelona, 1976
- (25) - Lorente, J. Ma. "Meteorología". Editorial Labor. Barcelona, 1961
- (26) - Maderey, L. E. "Geografía de la Atmósfera". UNAM. México, 1982
- (27) - Marín, R. M. "La atmósfera y los climas". Geografía Universal. 1er. tomo. Instituto Gallach. Barcelona, 1992
- (28) - Mason, B.J. "Nubes, lluvia y lluvia artificial". Editorial Universitaria de Buenos Aires. Buenos Aires, 1972
- (29) - Maunder, W.J. "The human impact of the climate uncertainty". Londres, 1989
- (30) - Medina, M. "Iniciación a la Meteorología". Biblioteca Científica Salvat. Barcelona, 1986
- (31) - Miller, A. "Climatología". Ediciones Omega. Barcelona, 1967
- (32) - Miller, A. "Meteorología". Nueva Colección Labor. Barcelona, 1976
- (33) - Newcott, W. "Lightning". National Geographic. Julio, 1993
- (34) - Organización Meteorológica Mundial. "Atlas Internacional de Nubes 1982". Ginebra Suiza, 1982
- (35) - Organización Meteorológica Mundial. "Informe Anual 1990". Ginebra Suiza, 1991
- (36) - Organización Meteorológica Mundial. "International cloud atlas volumen 11". Ginebra Suiza, 1987
- (37) - Organización Meteorológica Mundial. "La Meteorología y la Transferencia de Tecnología". Ginebra Suiza, 1993
- (38) - Organización Meteorológica Mundial "Le changement climatique, No. 748". Ginebra Suiza, 1991
- (39) - Organización Meteorológica Mundial. "Tendencias del ozono en la troposfera, boletín, volumen 39". Ginebra Suiza, Noviembre 1990
- (40) - Papadokis, J. "El clima". Editorial Albatros. Buenos Aires, 1980
- (41) - Pettersen, S. "Introducción a la Meteorología". Editorial Espasa Calpe. Buenos Aires, 1968
- (42) - Puig, J. y Corominas, J. "Toda la energía que necesitamos". Documento: Las otras energías. Revista Muy Interesante. México, junio 1993.

- (43) - Rossby, C.G. "*Las bases científicas de la moderna Meteorología*". Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. México, 1954
- (44) - SAG, "*Compendio de apuntes para la formación del personal de la clase IV, volumen 3, Meteorología*". Dirección de Geografía y Meteorología, Organización Meteorológica Mundial. México, 1986
- (45) - SAG, "*Meteorología Dinámica volumen 1/parte 1*". Dirección de Geografía y Meteorología, Organización Meteorológica Mundial. México, 1986
- (46) - Spitz, A. "*El Tiempo. Introducción a la Meteorología*". Editorial Bruguera. Barcelona, 1976
- (47) - SPP. Centro de Prevención del Golfo de México. "*Atlas de Huracanes, recopilación*". México. Marzo, 1979
- (48) - Theon, J. & Nobuyoshi, F. "*Tropical rainfall measurements*". Hampton, EUA, 1988
- (49) - Torres, R. "*Agrometeorología*". Editorial Diana. México, 1983
- (50) - Viaut, A. "*La Meteorología*". Ediciones Oikos-Tau. Barcelona, 1981
- (51) - Viers, G. "*Climatología*". Ediciones Oikos-Tau. Barcelona, 1975
- (52) - Walker, J. "*Evolution of the atmosphere*". World Meteorological Organization. 1990

PAGINACION VARIA

COMPLETA LA INFORMACION

Apéndice

Simbología de los mapas sinópticos


SÍMBOLOS DEL TIEMPO

∞	Calima	~	Hielada
≡	Nebolina	*	Nieve
≡	Niebla	△	Granizo
≡	Humo	▽	Chubasco
☉	Llovizna	⊞	Tormenta
•	Lluvia	☼	Tempestad de polvo o de arena
⊕	Ventisca		
⊞	El fenómeno X terminó en la hora precedente		
⊞	X se intensificó durante la hora precedente		
⊞	X se debilitó durante la hora precedente		

La intensidad se indica repitiendo verticalmente los símbolos.
Por ejemplo:

*	Nevada ligera e intermitente
**	Nevada ligera y continua
~	Nevada moderada e intermitente
~	Nevada moderada y continua
~	Nevada fuerte e intermitente
~	Nevada fuerte y continua













VIENTO

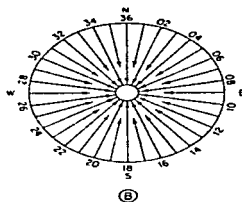
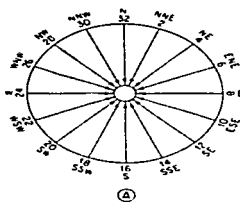
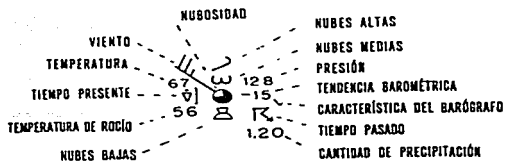
La dirección del viento y su velocidad se indican por una flecha, que muestra la dirección de donde sopla y cuyas barbas representan la velocidad del viento en nudos. Por ejemplo,  significa viento del Oeste con velocidad de 75 nudos. La barba corta indica 5 nudos; las grandes, 10 nudos cada una, y el triángulo 50 nudos. *Nubosidad.* Se mide a estima por el observador y se expresa por el número de octavas partes de cielo cubierto por nubes. La nubosidad se indica rellenando proporcionalmente el círculo que representa la estación.



El 9 quiere decir que el cielo está cubierto por nubes bajas.

Nubes. Los símbolos fundamentales, que se corresponden con la clasificación dada en la página 114, son:

	Cirrus		Altostratus (grisáceo)		Cumulus humilis
	Cirrostratus		Altostratus (tenuis)		Cumulus congestus
	Circumcumulus		Estratos		Cumulonimbus
	Alto cumulus		Estratocumulus		Nimbostratus



— Escalas para el cifrado de la dirección del viento.
 (A) rumbos; (B) decenas de grado

RELACIÓN DE FIGURAS Y MAPAS**Capítulo I. La ciencia Meteorológica**

Figura 1.1 Estación meteorológica automatizada.

Figura 1.2 Satélites geoestacionarios.

Figura 1.3 Estaciones meteorológicas y control de ozono

Figura 1.4 Regiones de la Organización Meteorológica Mundial

Capítulo II. La Atmósfera

Figura 2.1 Gráfica de los componentes del aire

Figura 2.2 Foto de satélite de zonas polares

Figura 2.3 Viento solar y campo magnético terrestre

Figura 2.4 Capas de la atmósfera.

Figura 2.5 Distribución de la temperatura

Figura 2.6 Campo magnético terrestre.

Capítulo III. Radiación solar

Figura 3.1 Radiación directa y difusa

Figura 3.2 Radiación entrante y saliente.

Figura 3.3 Radiación en la República Mexicana

Figura 3.4 Número de días nublados anuales

Figura 3.5 Actinógrafo de Robitzsch.

Figura 3.6 Heliógrafo de Campbell-Stokes

Capítulo IV. Temperatura del aire

Figura 4.1 Distribución de la temperatura con la altura y la latitud

Figura 4.2 Gráfica de temperatura de ciudades de alta y baja latitud

Figura 4.3 Climograma de la Ciudad de México

Figuras 4.4 (a) y (b) Planisferios con isotermas de Enero y Julio

Figuras 4.5 (a) y (b) Mapas de isotermas de Enero y Julio de la República Mexicana

Figura 4.6 Posición del Ecuador térmico.

Figura 4.7 Termómetro.

Figura 4.8 Termógrafo.

Figura 4.9 Termómetro six.

Capítulo V. Procesos adiabáticos

Figura 5.1 Diagrama termodinámico

Figura 5.2 Diagrama de Stüve.

Capítulo VI. Presión atmosférica

Figura 6.1 Barógrafo

Figura 6.2 Dibujo de anticiclón en el hemisferio Norte

Figura 6.3 Dibujo de anticiclón en el hemisferio Sur

Figura 6.4 Dibujo de una cuña o dorsal

Figura 6.5 (a) y (b) Dibujos de un ciclón en los hemisferios Norte y Sur

Figura 6.6 Corte transversal de un ciclón

Figura 6.7 Dibujo de una vaguada o surco

Figura 6.8 Mapa de isobaras de Enero de la República Mexicana

Figura 6.9 Mapa de isobaras de Julio de la República Mexicana

Capítulo VII. El Viento

Figura 7.1 El gradiente bórico y viento bórico

Figura 7.2 Dibujos del viento bórico. Desviación de los vientos por la Fuerza de Coriolis

Figura 7.3 Viento real

Figura 7.4 Dibujo convergencia y divergencia

Figura 7.5 Las tres células de circulación atmosférica del hemisferio Norte

Figura 7.6 Dibujo circulación general del aire

Figuras 7.7 Mapas circulación del viento. (a) Enero (b) Julio

Figuras 7.8 Mapas de monzones. (a) Verano. (b) Invierno.

Figura 7.9 Zonas afectadas por monzones

Figuras 7.10 (a) y (b) Brisas de mar y tierra

Figuras 7.11 (a) y (b) Brisas de valle y de montaña

Figura 7.12 Efecto Foehn

Figuras 7.13 (a) y (b) Masas de aire y frentes en verano e invierno en la República.

Capítulo VIII. Meteorología tropical

Figura 8.1 Tiempo asociado con una onda del Este

Figura 8.2 Ciclón tropical

Figura 8.3 Gráfica de ciclones en océano Pacífico y en el Atlántico

Figura 8.4 Trayectoria de los ciclones y temperatura del mar

Figura 8.5 Trayectoria de los ciclones y las corrientes marinas

Figura 8.6 Trayectoria de los ciclones en México

Figura 8.7 Mapa de la República con número de ciclones

Figura 8.8 Nubosidad en la convergencia intertropical

Figura 8.9 Turbulencia mecánica

Figura 8.10 Turbulencia térmica

Figura 8.11 Veleta

Figura 8.12 Anemógrafo

Capítulo IX. Humedad del aire

Figura 9.1 El ciclo hidrológico

Figura 9.2 Psicrómetro de aspiración de Assman

Figura 9.3 Higrógrafo

Figura 9.4 Formación de Stratus

Figura 9.5 Formación de nube cumuliforme

Figuras 9.6 Nube lenticular (a). Nube orográfica (b)

Figura 9.7 Distribución de las nubes según la altura

Figuras 9.8.(a), (b), (c) Dibujos células de tormenta.

Figura 9.9 Dibujo de un Cb según Simpson

Figura 9.10 Formación niebla de frente.

Figura 9.11 Mapa de precipitación mundial

Figura 9.12 Mapa con el desplazamiento del ITC en verano

Figura 9.13 Mapa con isoyetas de la República Mexicana

Figura 9.14 Pluviógrafo

Capítulo X. Masas de aire y frentes

Figura 10.1 Mapa de región de origen de las masas de aire

Figura 10.2 Mapa masas de aire.

Figura 10.3 Corte de un frente frío.

Figura 10.4 Frente caliente

Figura 10.5 Oclusión tipo frente frío

Figura 10.6 Mapa oclusión sobre Europa.

Figura 10.7 Oclusión tipo frente caliente

Figura 10.8 Frente estacionario.

Figura 10.9 Dibujo ciclón extratropical.

Figura 10.10 Dibujo de génesis y desarrollo de una onda ciclónica en el hemisferio Norte.

Figura 10.11 Mapa de borrasca en Europa

Figura 10.12 Dibujo localización de la corriente de chorro

Capítulo XI. Contaminación atmosférica

Figura 11.1 Mapa cambios del clima.

Apéndice

Climogramas de ciudades del mundo

Climogramas de ciudades de México

Sismología de los mapas sinópticos

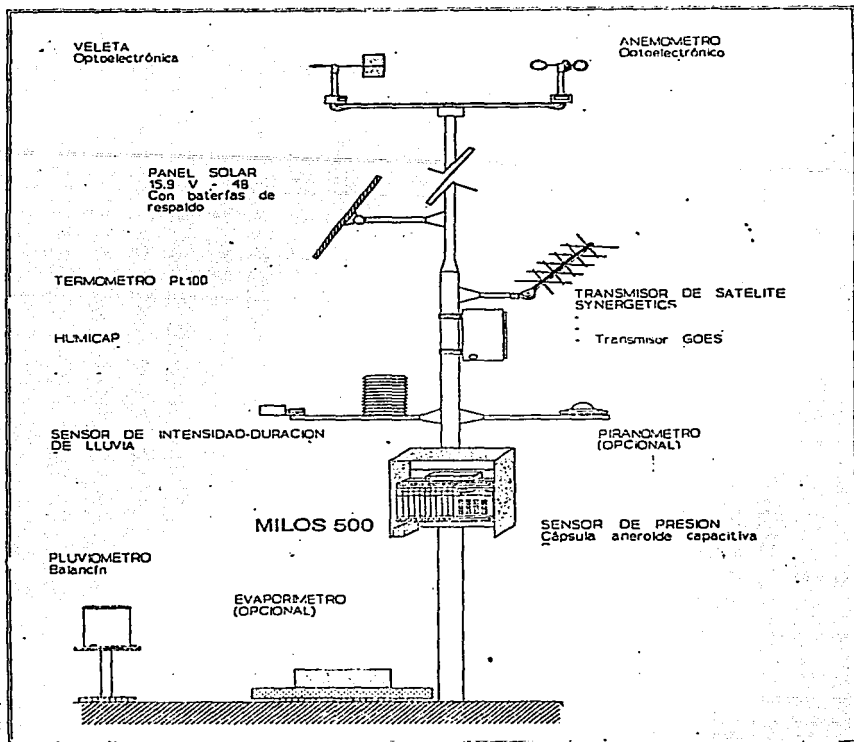


FIGURA 1.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMATIZADA.

Fuente: Comisión Nacional del Agua. Subdirección General de Administración del Agua

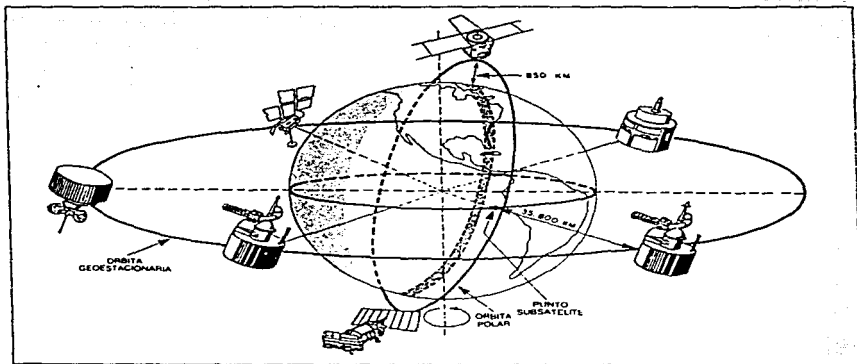


FIGURA 1.2 SATÉLITES GEOSTACIONARIOS.

Órbitas de satélites meteorológicos: órbita polar a bajas altitudes; órbita geostacionaria ecuatorial a 36 000 Km.

Fuente: Informe Anual 1992, Organización Meteorológica Mundial, No. 746

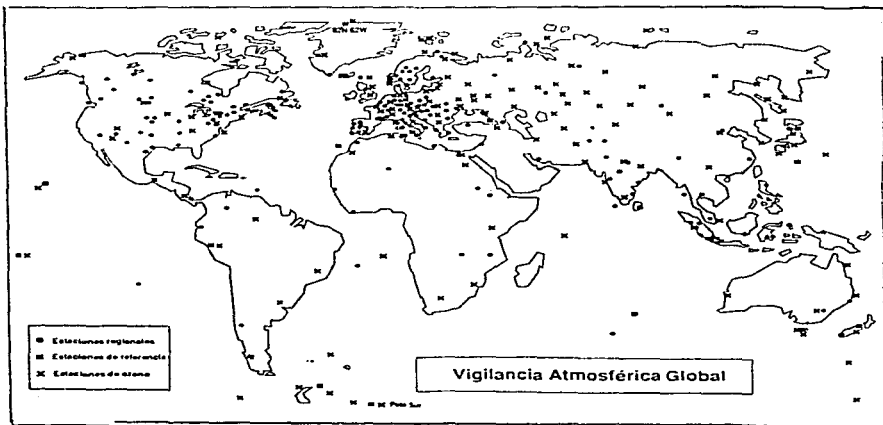


FIGURA 1.3 ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y CONTROL DE OZONO
 Fuente: Informe Anual 1989 Organización Meteorológica Mundial. No. 734

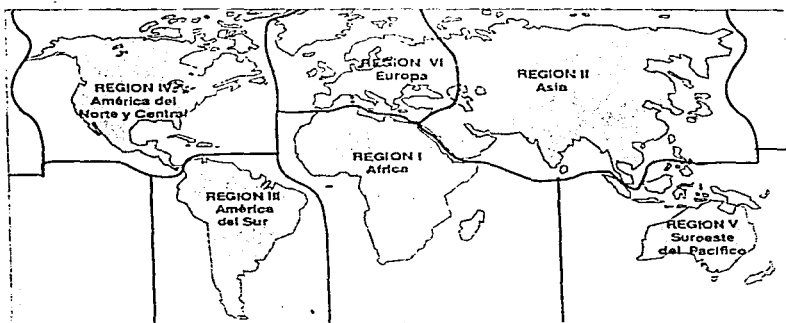


FIGURA 1.4 REGIONES DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL
 Fuente: Informe Anual 1989. OMM. No. 734

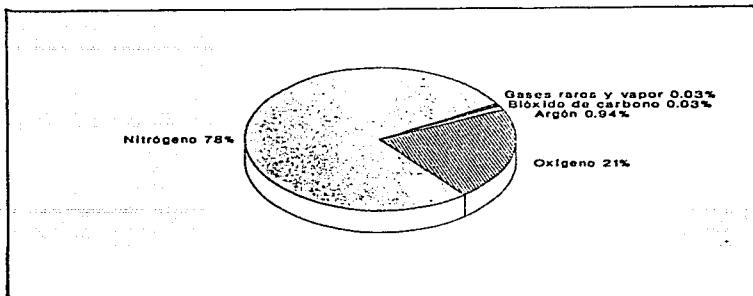


FIGURA 2.1 GRÁFICA DE LOS COMPONENTES DEL AIRE
Composición del aire

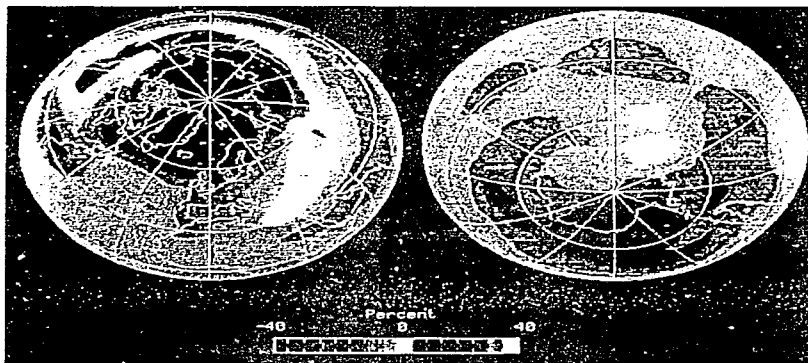


FIGURA 2.2 FOTO DE SATELITE DE ZONAS POLARES
LAS FOTOS DE SATELITES PERMITEN OBSERVAR LOS CAMBIOS ESTACIONALES EN LA CAPA DE OZONO Y SU
ADELGAZAMIENTO EN LA ZONA ANTARTICA
FUENTE: INFORME ANUAL 1989 OMM No. 734

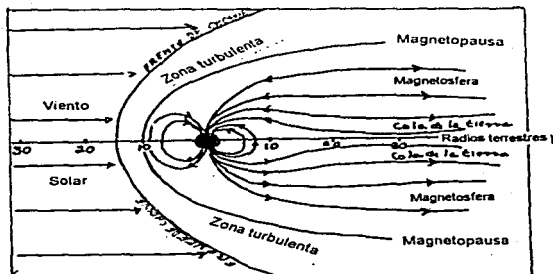


FIGURA 2.3 VIENTO SOLAR Y CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE
 EL VIENTO SOLAR RODEA EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE, LO APLASTA A BARLOVENTO Y LO ALARGA A SOTAVENTO, FORMÁNDOSE A LA TIERRA UNA COLA MAGNÉTICA INVISIBLE
 FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN: A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE., MADRID 1982

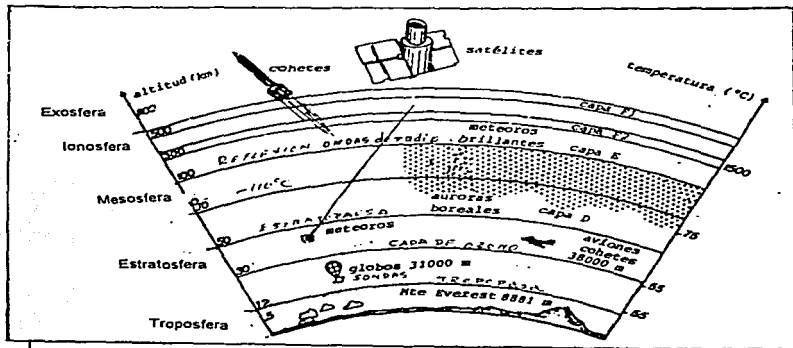


FIGURA 2.4 CAPAS DE LA ATMÓSFERA
 FUENTE: TEO LOBSACK. EL ALIENTO DE LA TIERRA. ED. LABOR, BARCELONA 1981. PAG 33

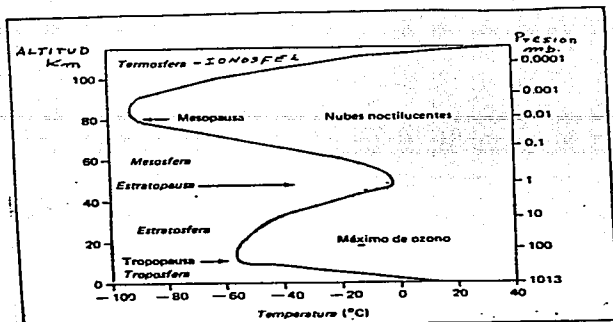


FIGURA 2.5 DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA DESDE EL NIVEL DEL MAR HASTA LA BASE DE LA IONOSFERA LA QUE POR SU ALTA TEMPERATURA TAMBIÉN SE LE DENOMINA TERMÓSFERA
FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID 1982. PAG. 61, MODIFICADO

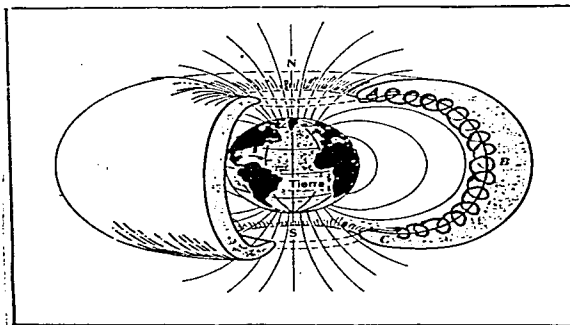


FIGURA 2.6 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.
LAS PARTÍCULAS MAGNÉTICAS ATRAPADAS POR LOS CINTURONES DE VAN ALLEN DESCRIBEN ESPIRALES ALREDEDOR DE LA LÍNEA ABC REBOTANDO VARIAS VECES ANTES DE SER EXPULSADAS

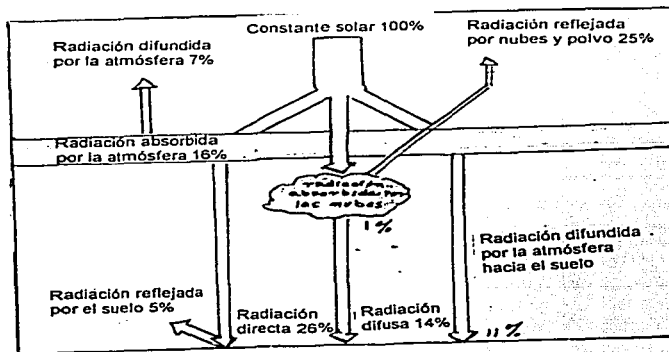


FIGURA 3.1 RADIACIÓN DIRECTA Y DIFUSA
Fuente: John Gribbin. El clima futuro. Biblioteca Científica Salvat. Barcelona 1989.

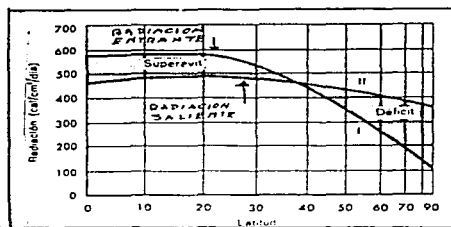


FIGURA 3.2 RADIACIÓN ENTRANTE Y SALIENTE.
EN LA ZONA TROPICAL LA RADIACIÓN INCIDENTE DE ONDA CORTA S, SUPERA A LA SALIENTE DE ONDA LARGA L, PERO DESPUÉS DE LOS 40° DE LATITUD OCURRE LO CONTRARIO. LAS CURVAS I Y II REPRESENTAN LA INSOLACIÓN Y LA EMISIÓN DE ONDA LARGA ANUALES MEDIAS
FUENTE: ALBERT MILLER. METEOROLOGÍA. ED. NUEVA COLECCIÓN LABOR. 1982. PAG 59

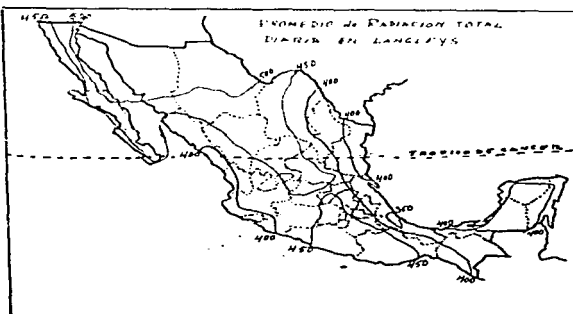


FIGURA 3.3 RADIACIÓN EN LA REPÚBLICA MEXICANA
PROMEDIO DE RADIACIÓN TOTAL DIARIA EN LANGLEYS.
 1 LANGLEY = 1 CAL/CM². 1 LANGLEY/MIN = 698 WATTS/M²
 FUENTE: SECRETARIA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRÁULICOS.



FIGURA 3.4 NUMERO DE DIAS NUBLADOS ANUALES
 FUENTE: SECRETARIA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRÁULICOS.

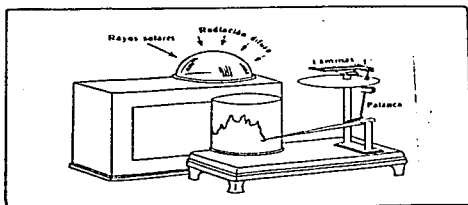


FIGURA 3.5 ACTINÓGRAFO DE ROBITZSCH
FUENTE: J. M. LORENTE. METEOROLOGÍA. ED. LABOR. BARCELONA 1961. PAG 23

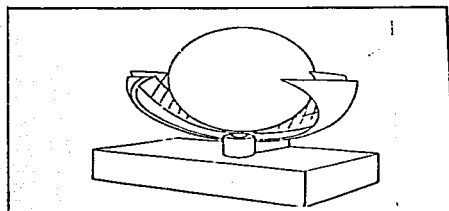


FIGURA 3.6 HELIÓGRAFO DE CAMPBELL-STOKES
FUENTE: DUNLOP F. WISLON. COMO PREDECIR EL TIEMPO. EDICIONES CEAC. BARCELONA 1987. PAG 149

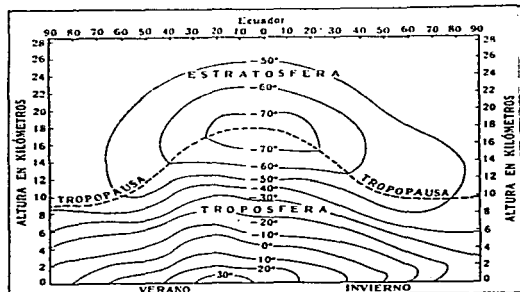


FIGURA 4.1 DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA Y LA LATITUD.
 EN GENERAL EL HEMISFERIO NORTE ES MAS CÁLIDO QUE EL HEMISFERIO SUR. LOS OCEANOS SON MAS TEMPLADAS QUE LAS OCCIDENTALES, POR LA INFLUENCIA DE LOS VIENTOS Y CORRIENTES MARIÑAS
 FUENTE: J. MA. LORENTE. METEOROLOGÍA. ED. LABOR. MADRID, 1961. PAG 38

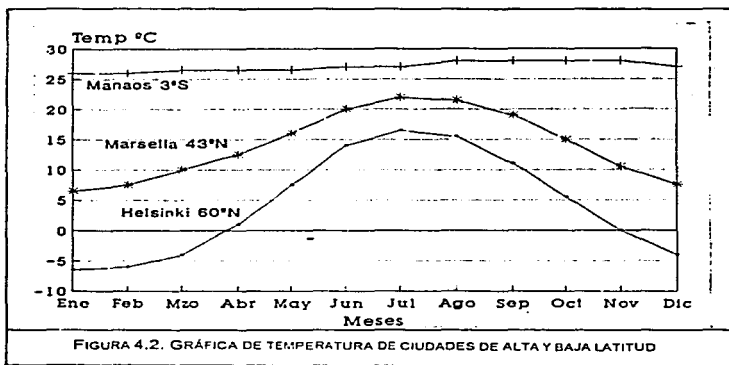
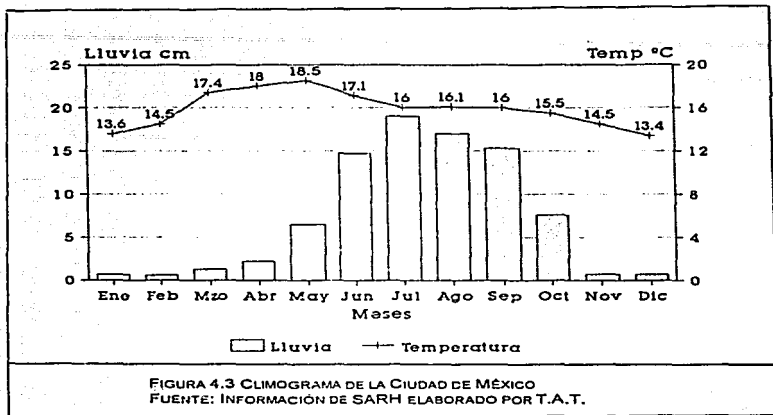
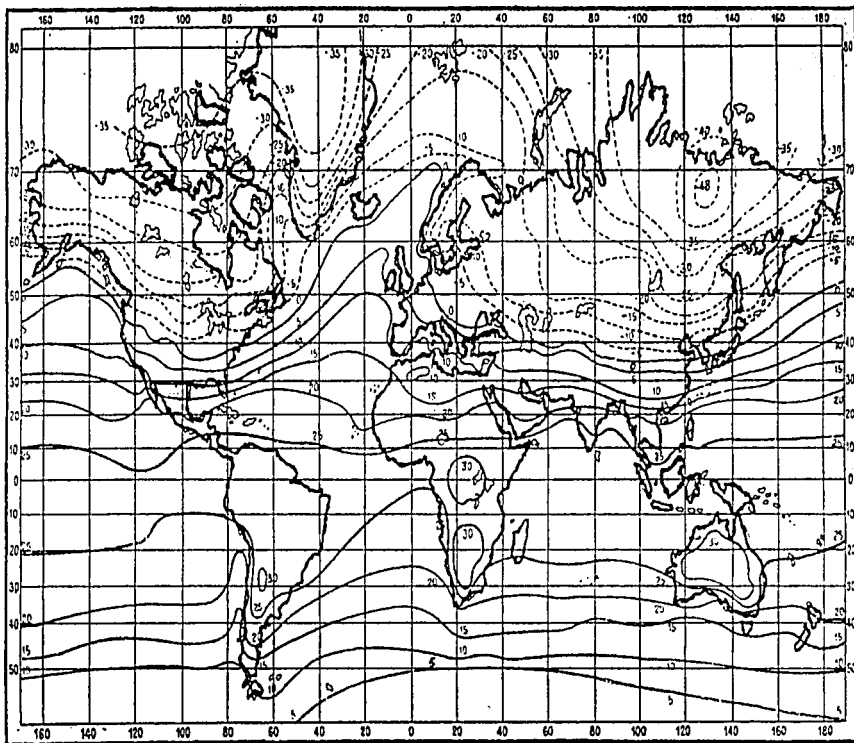


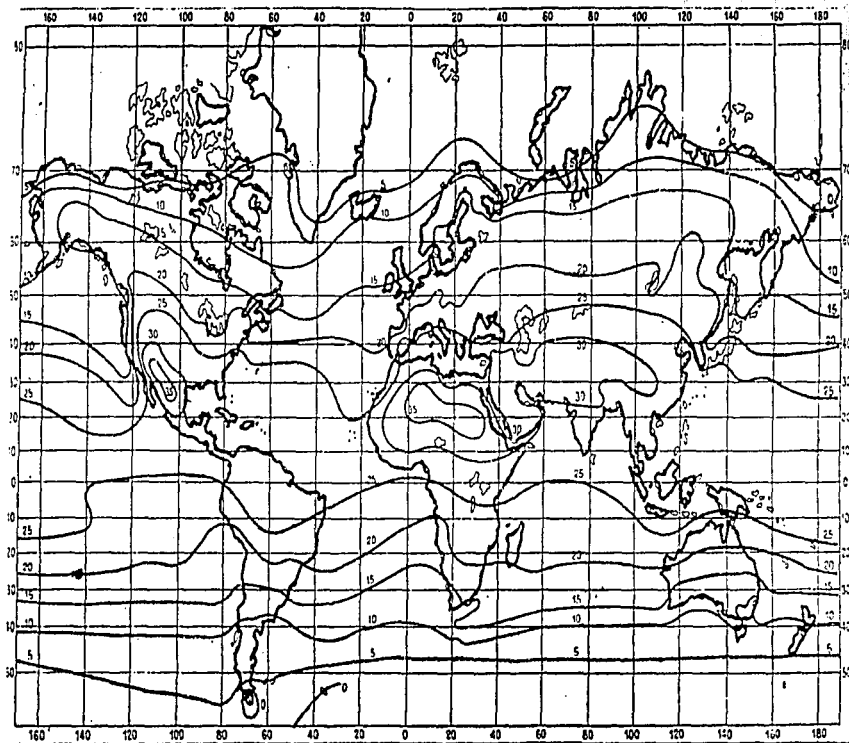
FIGURA 4.2. GRÁFICA DE TEMPERATURA DE CIUDADES DE ALTA Y BAJA LATITUD





Isotermas de enero: ————— Temperaturas sobre 0° C. Temperaturas bajo 0° C.

FIGURA 4.4 (A) ISOTERMAS DE ENERO.
 FUENTE: J. M. LORENTE. ED. LABOR. BARCELONA 1961 PAG 235



Isotermas de julio: ——— Temperaturas sobre 0° C, Temperaturas bajo 0° C.

FIGURA 4.4 (b) ISOTERMAS DE JULIO

FUENTE: J. M. LORENTE, ED. LABOR, BARCELONA 1961 PAG 235



FIGURA 4.5 (A) ISOTERMAS DE JULIO
FUENTE: SARH. 1964-1984



FIGURA 4.5 (B). ISOTERMAS DE ENERO
FUENTE: SARH. 1964-1984

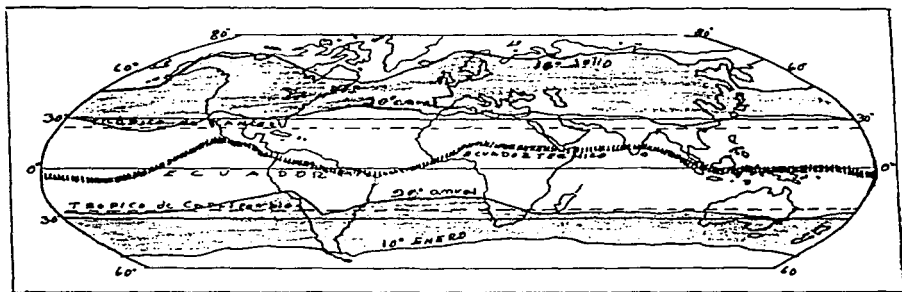


FIGURA 4.6 POSICIÓN DEL ECUADOR TÉRMICO
EN VERANO EL ECUADOR TÉRMICO SE DESPLAZA SENSIBLEMENTE AL NORTE DEL ECUADOR GEOGRÁFICO

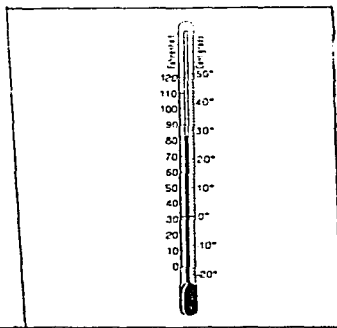


FIGURA 4.7 TERMÓMETRO.
COMPARACIÓN DE ESCALAS CENTÍGRADA Y FAHRENHEIT

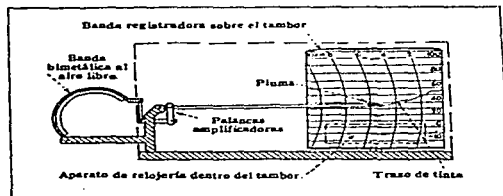


FIGURA 4.8 TERMÓGRAFO

FUENTE: AYLLON-GUTIERREZ. INTRODUCCIÓN A LA OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA. ED. LIMUSA, MÉXICO 1986

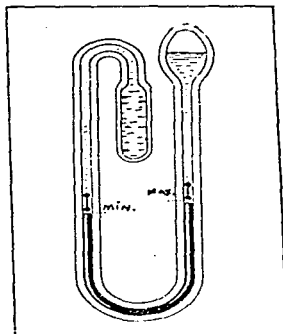


FIGURA 4.9 TERMOMETRO SIX

LAS LECTURAS SE HACEN EN LOS EXTREMOS INFERIORES DE LOS ÍNDICES.

FUENTE: AYLLON-GUTIERREZ. INTRODUCCIÓN A LA OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA. ED. LIMUSA, MÉXICO 1986

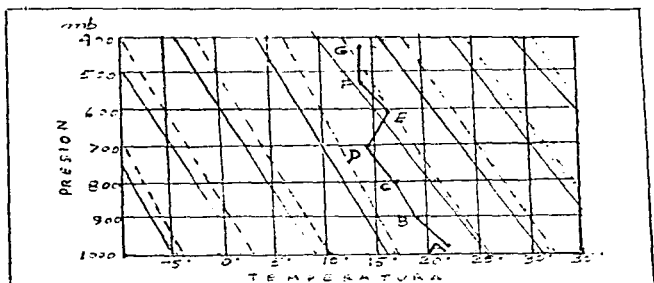


FIGURA 5.1 DIAGRAMA TERMODINÁMICO
 LA LINEA A-G REPRESENTA EL GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL REAL OBTENIDO CON EL RADIOSONDA.
 FUENTE: CURSO DE METEOROLOGÍA AERONÁUTICA CIAAC

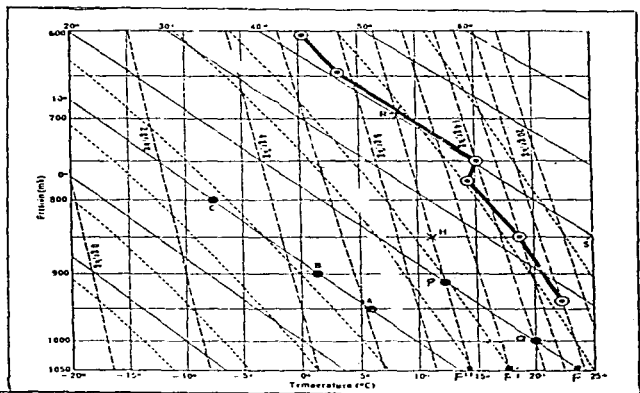


FIGURA 5.2 DIAGRAMA DE STÜVE
 LAS ADIABÁTICAS SECAS ESTÁN INDICADAS CON LINEAS CONTINUAS; LAS ADIABÁTICAS HÚMEDAS CON LINEAS DE TRAZOS PEQUEÑOS.
 LAS LINEAS A TRAZOS RECTAS, CON LAS DE IGUAL HUMEDAD ESPECÍFICA SATURANTE Y ESTÁN GRADUADAS EN GRAMOS DE AGUA POR KILOGRAMO DE AIRE. SE DENOMINAN EQUISATURADAS.
 FUENTE: J. M. LORENTE. METEOROLOGÍA. ED. LABOR, BARCELONA, 1961, PAG 105, CON MODIFICACIONES.

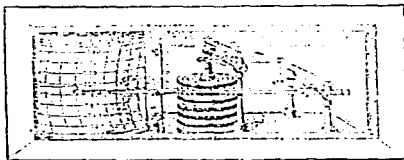


FIGURA 6.1 BARÓGRAFO

FUENTE: AYLLON-GUTIERREZ. INTRODUCCIÓN A LA OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA. ED. LIMUSA. MÉXICO 1985. PAG 61

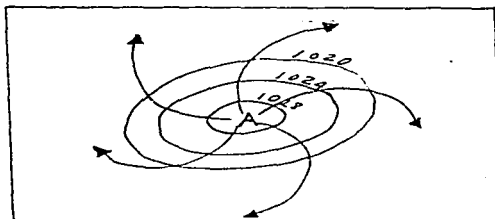


FIGURA 6.2 DIBUJO DE ANTICICLÓN EN EL HEMISFERIO NORTE

EN EL HEMISFERIO NORTE EL VIENTO CIRCULA EN EL SENTIDO DE LAS MANECILLAS DEL RELOJ.

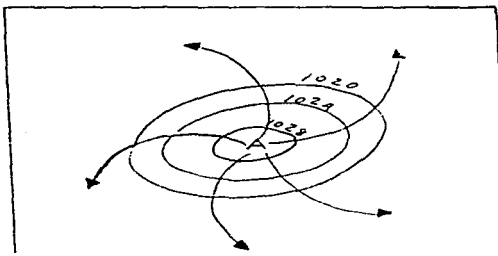


FIGURA 6.3 DIBUJO DE ANTICICLÓN EN EL HEMISFERIO SUR

EN EL HEMISFERIO SUR EL VIENTO EN EL ANTICICLÓN CIRCULA EN SENTIDO CONTRARIO A LAS MANECILLAS DEL RELOJ.

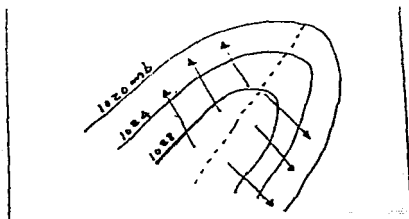


FIGURA 6.4
Cuña de alta presión o dorsal

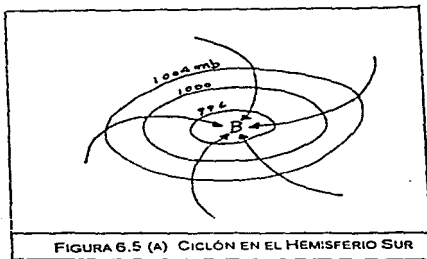


FIGURA 6.5 (A) CICLÓN EN EL HEMISFERIO SUR

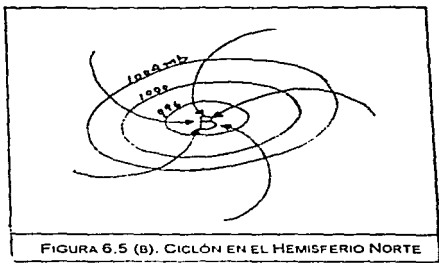


FIGURA 6.5 (B). CICLÓN EN EL HEMISFERIO NORTE

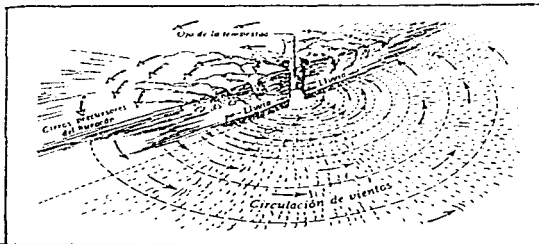


FIGURA 6.6 CORTE TRANSVERSAL DE UN CICLÓN

UN CICLÓN TROPICAL TIENE LA FORMA DE UN GIGANTESCO DISCO. LA SECCIÓN MUESTRA EN EL CENTRO EL "OJO DEL HURACÁN" ASÍ COMO LAS NUBES DISPUESTAS EN ESPIRAL, SIGUIENDO LA DIRECCIÓN DE LOS VIENTOS, Y LAS ZONAS DE LLUVIA. FUENTE: ATLAS DE HURACANES. RECOPIACIÓN. CENTRO DE PREVENCIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO. SECRETARÍA DE PROGRAMACIÓN Y PRESUPUESTO. MARZO, 1979

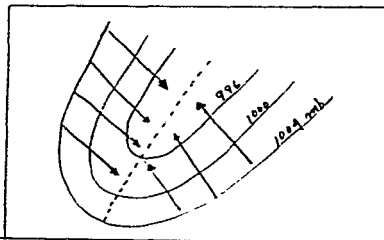


FIGURA 6.7 DIBUJO DE UNA VAGUADA O SURCO DAN LUGAR A TORMENTAS TROPICALES CON VIENTOS HASTA DE 70 KM/HR

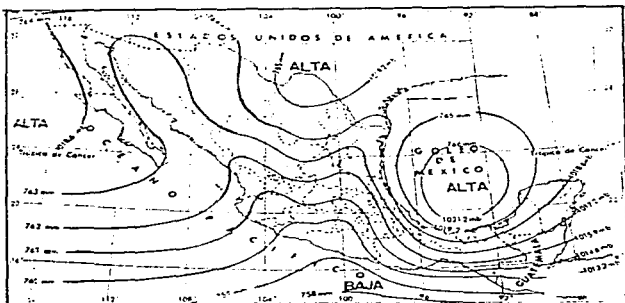


FIGURA 6.8 MAPA DE ISOBARAS DE ENERO DE LA REPÚBLICA MEXICANA.
ISOBARAS DE ENERO EN MILÍMETROS Y MILIBARIOS
FUENTE: SARH, 1964-1984

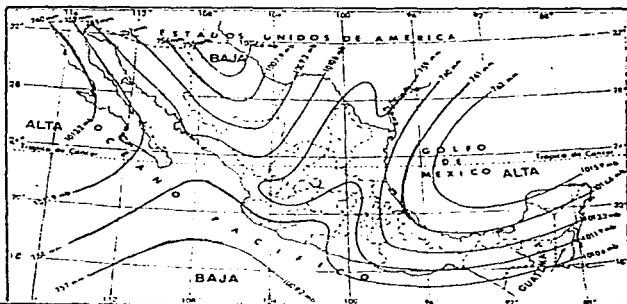
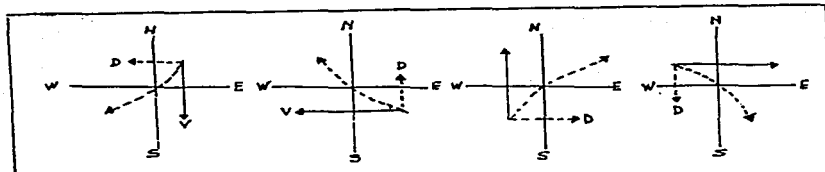
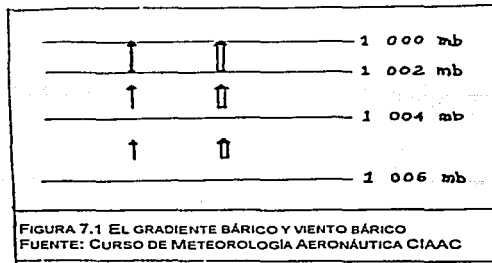


FIGURA 6.9 MAPA DE ISOBARAS DE JULIO DE LA REPÚBLICA MEXICANA.
ISOBARAS DE JULIO EN MILÍMETROS Y MILIBARIOS
FUENTE: SARH, 1964-1984



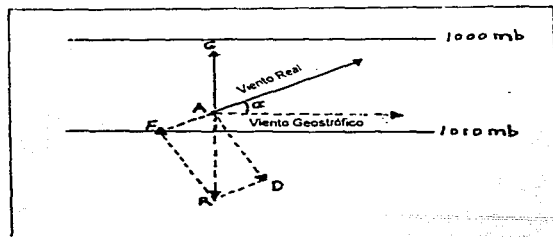


FIGURA 7.3 VIENTO REAL
EL VIENTO REAL SUFRIRÁ MAYOR DESVIACIÓN A MEDIDA QUE SEA MAYOR SU VELOCIDAD

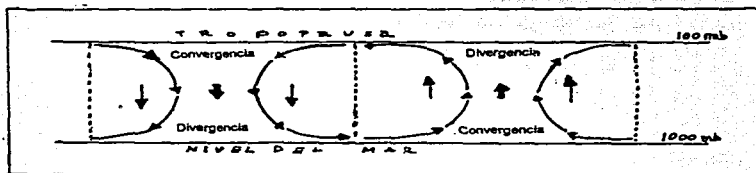


FIGURA 7.4 CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA
EL AIRE SIN NUBES CORRESPONDE A ZONAS DE DIVERGENCIA EN SUPERFICIE. LOS SISTEMAS NUBOSOS ESTÁN ASOCIADOS A REGIONES DE CONVERGENCIA A BAJOS NIVELES
FUENTE: A. H. GORDON. ELEMENTOS DE METEOROLOGÍA DINÁMICA. ED. UTHEA. MADRID 1975. PAG 178

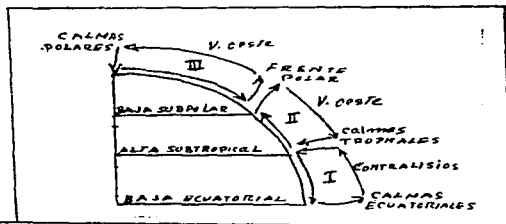


FIGURA 7.5 LAS TRES CÉLULAS DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DEL HEMISFERIO NORTE

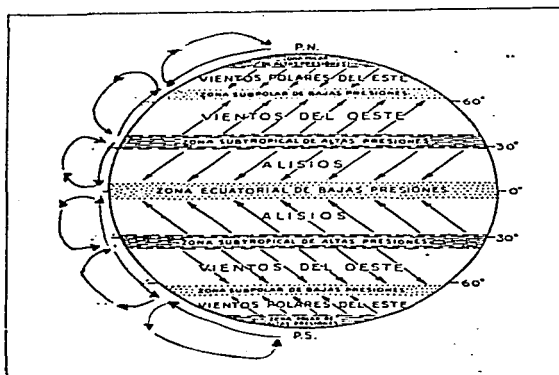


FIGURA 7.6 CIRCULACIÓN GENERAL DEL AIRE

Los sistemas de presión y la rotación de la Tierra son los principales factores que determinan la circulación del aire

Fuente: Albert Miller. Meteorología. Nueva colección Labor. Barcelona, 1982. pag 101

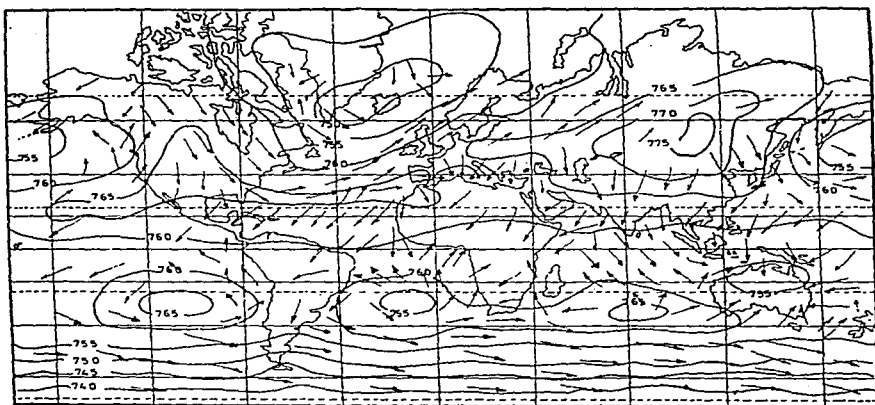


FIGURA 7.7 (A) MAPA DE CIRCULACIÓN DEL VIENTO, ENERO
 EN EL INVIERNO BOREAL ESTÁN BIEN DEFINIDAS LA "BAJA DE ISLANDIA" Y LA "BAJA DE LAS ALEUTIANAS"
 FUENTE: J. MA. LORENTE. METEOROLOGÍA. LAMINA V, ED. LABOR, BARCELONA, 1961

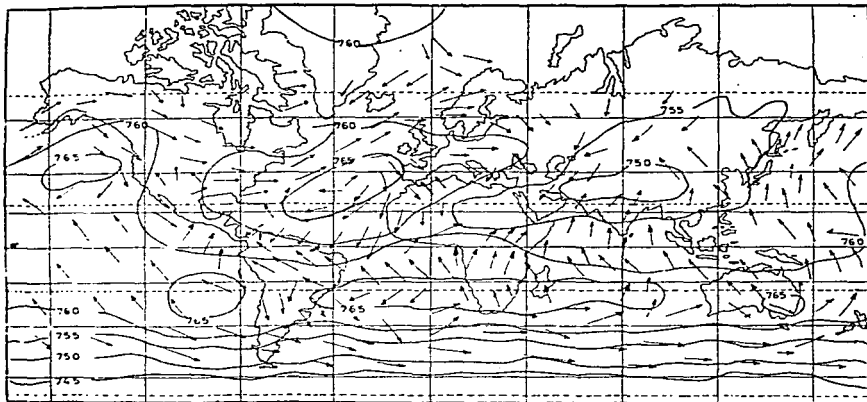


FIGURA 7.7 (B) MAPA DE CIRCULACIÓN DEL VIENTO, JULIO
 LOS VIENTOS ALISIOS DEL SE, SE DESPLAZAN HACIA EL N DURANTE EL VERANO, LLEGANDO A LAS COSTAS
 MEXICANAS DEL PACIFICO
 FUENTE: J. MA. LORENTE. METEOROLOGÍA. LAMINA VI. ED. LABOR. BARCELONA, 1961

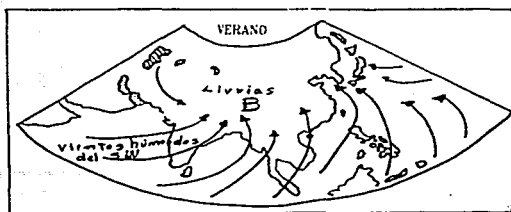


FIGURA 7.8 (A) Y (B) CIRCULACIÓN MONZÓNICA EN VERANO Y EN INVIERNO.
 FUENTE: DEREK ELSON. LA TIERRA. EDICIONES DEL PRADO. ESPAÑA, 1993. PAG 152

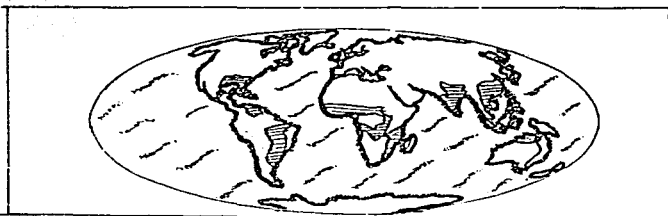


FIGURA 7.9 ZONAS AFECTADAS POR MONZONES
 LOS MONZONES AFECTAN A EXTENSAS ÁREAS DE LAS ZONAS TROPICAL Y SUBTROPICAL PERO ESPECIALMENTE AL SURESTE DE ASIA
 FUENTE: BRIAN COSGROVE. WEATHER. EYEWITNESS BOOKS. NUEVA YORK, 1990. PAG 39

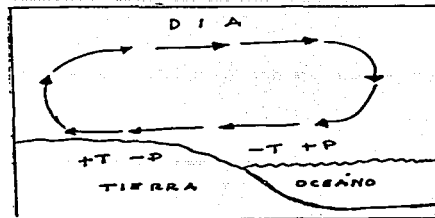


FIGURA 7.10 (A) BRISA DE MAR
DURANTE EL DÍA SE PRODUCE LA BRISA DE MAR Y EN LA ALTURA SE PRODUCE UNA BRISA DE TIERRA

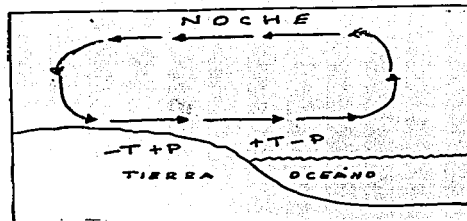


FIGURA 7.10 (B) BRISA DE TIERRA
EN LA NOCHE SE PRODUCE LA BRISA DE TIERRA Y EN LA ALTURA ES COMPENSADA POR UNA CORRIENTE EN SENTIDO CONTRARIO

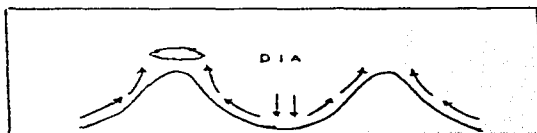


FIGURA 7.11 (A) BRISAS DE VALLE
DURANTE EL DÍA EL AIRE CALIENTE DE LOS VALLES ASCIENDE POR LA LADERA DE LAS MONTAÑAS



FIGURA 7.11 (B) BRISAS DE MONTAÑA
EL ENFRÍAMIENTO NOCTURNO HACE QUE EL AIRE FRÍO Y PESADO RESBALE HACIA ABAJO. EN LOS VALLES SE PRODUCEN CORRIENTES ASCENDENTES

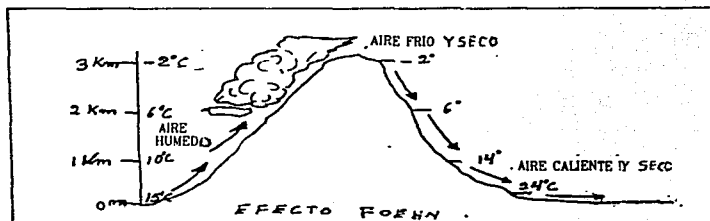


FIGURA 7.12 EFECTO FOEHN
VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA Y HUMEDAD EN EL ASCENSO POR BARLOVENTO Y AL DESCENDER POR LA LADERA DE SOTAVENTO
FUENTE: CURSO DE METEOROLOGÍA AERONÁUTICA, CIAAC

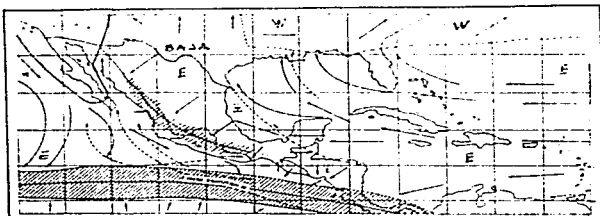


FIGURA 7.13 (A) MASAS DE AIRE Y FRENTE EN VERANO
 MOVIMIENTO DE LAS MASAS DE AIRE Y FRENTE EN EL VERANO. DESPLAZAMIENTO DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL
 FUENTE: SARH

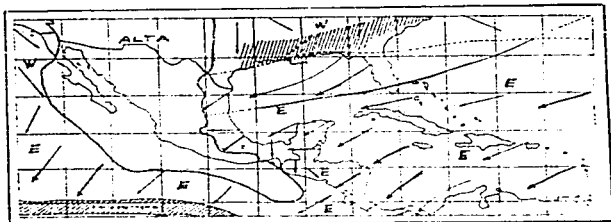


FIGURA 7.13 (B). MASAS DE AIRE Y FRENTE EN INVIERNO
 MOVIMIENTO DE LAS MASAS DE AIRE Y FRENTE EN INVIERNO
 FUENTE: SARH

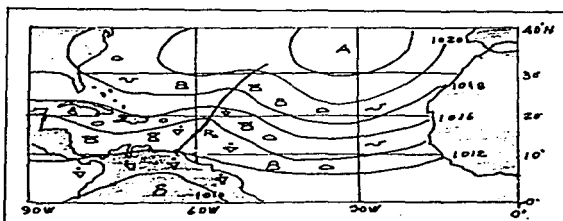


FIGURA 8.1 TIEMPO ASOCIADO CON UNA ONDA DEL ESTE

FUENTE: SVERRE PETERSEN, INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE, MADRID, 1986. PAG 339

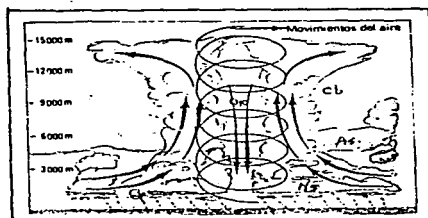


FIGURA 8.2 CICLÓN TROPICAL

EN EL CENTRO DEL CICLÓN HAY CALMA, PERO ALREDEDOR EL VIENTO TIENE GRAN INTENSIDAD Y ASCIENDE GIRANDO EN SENTIDO CONTRARIO A LAS MANECILLAS DEL RELOJ EN EL HEMISFERIO NORTE

FUENTE: DEREK ELSOM. LA TIERRA, EDICIONES DEL PRADO, ESPAÑA, 1993. PAG 167

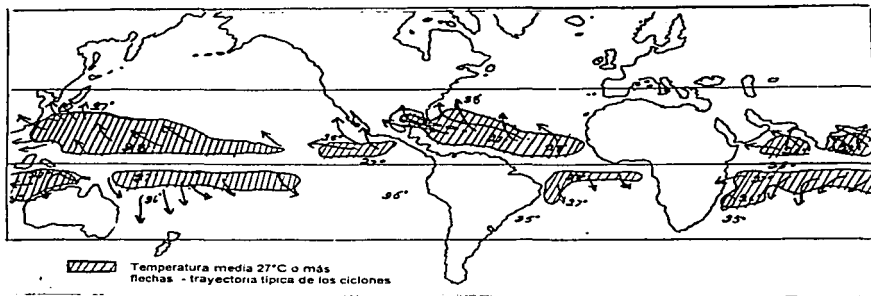
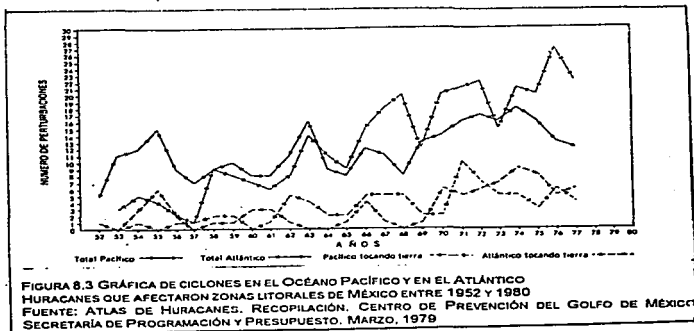


FIGURA 8.4 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES Y TEMPERATURA DEL MAR
LOS CICLONES COMIENZAN SOBRE OCEANOS CUYA TEMPERATURA ES SUPERIOR A 27 °C. NO SE PRODUCEN EN EL ECUADOR POR LA AUSENCIA DE LA F. DE CORIOLIS QUE DA GIRO A LOS VIENTOS ALREDEDOR DE LA BAJA PRESIÓN
FUENTE: E. FONTSERÉ. ELEMENTOS DE METEOROLOGÍA. ED. GUSTAVO GILI. BARCELONA, 1983. PAG 231

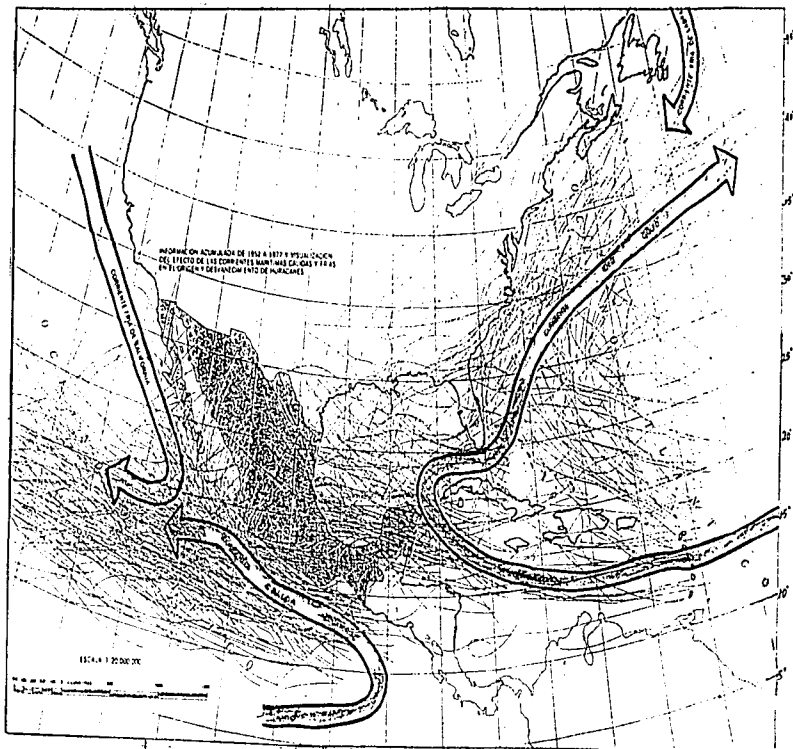


FIGURA B.5 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES Y LAS CORRIENTES MARIAS
 INFLUENCIA DE LAS CORRIENTES MARIAS EN EL ORIGEN, TRAYECTORIA Y DISIPACIÓN DE LOS CICLONES.
 INFORMACIÓN DE 1952 A 1977.
 FUENTE: ATLAS DE HURACANES. RECOPIACIÓN. CENTRO DE PREVENCIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO.
 SECRETARÍA DE PROGRAMACIÓN Y PRESUPUESTO. MARZO, 1979

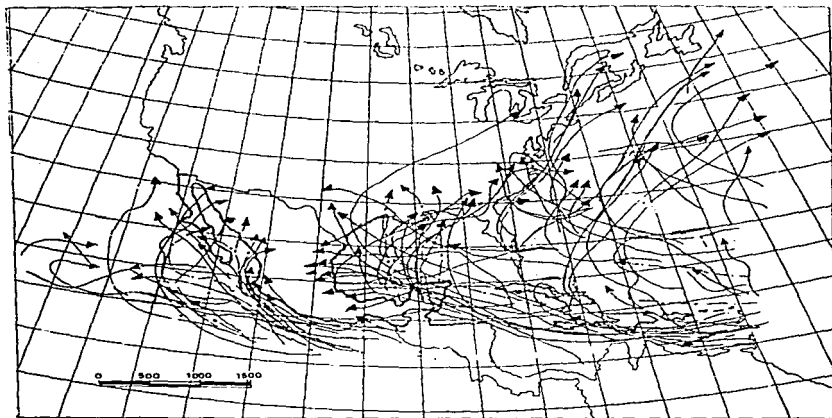


FIGURA 8.6 TRAYECTORIA DE LOS CICLONES EN MÉXICO
TRAYECTORIA DE LOS CICLONES EN EL MES DE SEPTIEMBRE
FUENTE: SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL



FIGURA 8.7 MAPA DE LA REPUBLICA CON NÚMERO DE CICLONES
NÚMERO DE CICLONES QUE AFECTARON LAS COSTAS DE MÉXICO EN EL PERIODO 1962-1984
FUENTE: SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL

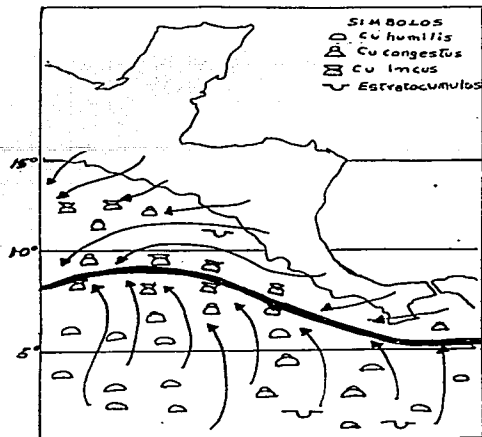


FIGURA 8.8 NUBOSIDAD EN LA CONVERGENCIA INTERTROPICAL
 EL MOVIMIENTO ANUAL DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL ORIGINA LAS MODIFICACIONES CLIMÁTICAS EN LAS ZONAS TROPICALES. SIEMPRE VA ACOMPAÑADO DE NUBES CONVECTIVAS Y PRECIPITACIONES. EN VERANO EL ITC LLEGA AL SUR DE BAJA CALIFORNIA

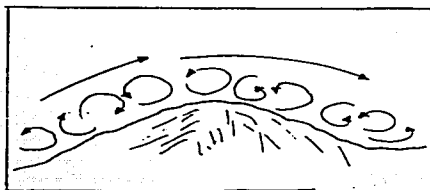


FIGURA 8.9 TURBULENCIA MECÁNICA

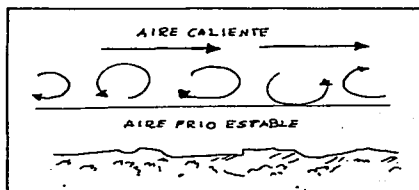


FIGURA 8.10 TURBULENCIA TÉRMICA

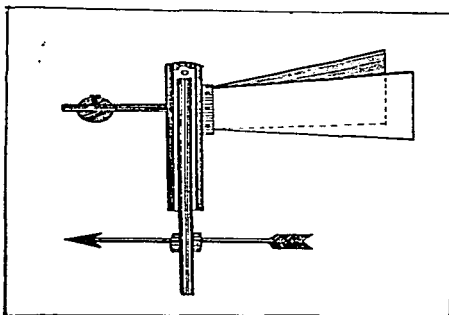


FIGURA 8.11 VELETA
 VELETA SENSIBLE DE DOBLE PALA
 FUENTE: E. FONTSERÉ. ELEMENTOS DE METEOROLOGÍA. ED. GUSTAVO GILI. BARCELONA, 1983. PAG.128

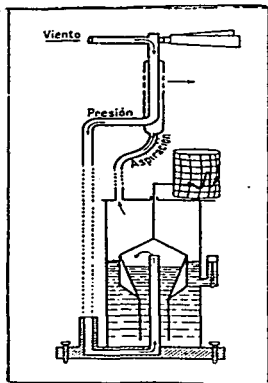


FIGURA 8.12 ANEMÓGRAFO
 FUENTE: E. FONTSERÉ. ELEMENTOS DE METEOROLOGÍA. ED. GUSTAVO GILI. BARCELONA, 1983. PAG 132

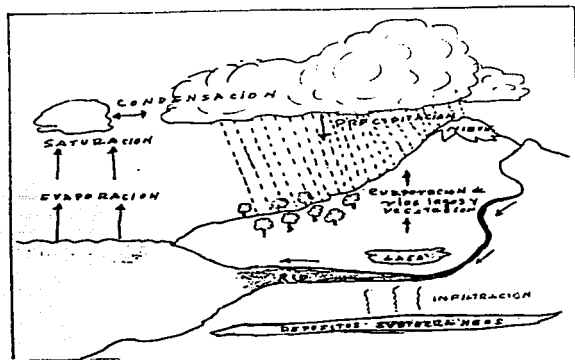


FIGURA 9.1 EL CICLO HIDROLÓGICO
 FUENTE: GEOGRAFÍA GENERAL Y ATLAS DE MÉXICO. GUÍA ESCOLAR VOX. ED. PATRIA BARCELONA, 1993

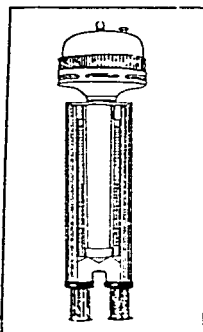


FIGURA 9.2 PSICRÓMETRO DE ASPIRACIÓN DE ASSMAN
 FUENTE: COMPENDIO DE APUNTES PARA LA FORMACIÓN DEL PERSONAL METEOROLÓGICO. VCI.: III, SARH. MÉXICO, 1980. PAG 245

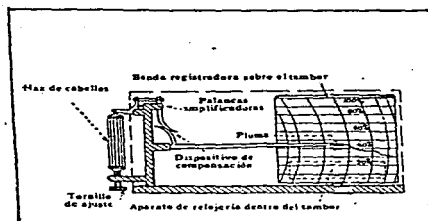


FIGURA 9.3 HIGROGRAFO
FUENTE: COMPENDIO DE APUNTES PARA LA FORMACIÓN DEL PERSONAL METEOROLÓGICO. VOL. III. SARH.
MÉXICO, 1980. PAG 249

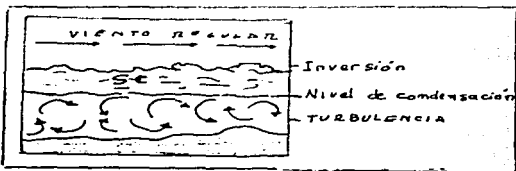


FIGURA 9.4 FORMACIÓN DE STRATUS.

FUENTE: DEREK, ELSON, LA TIERRA, EDICIONES DEL PRADO, ESPAÑA, 1993, PAG 142

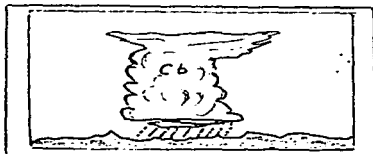


FIGURA 9.5 FORMACIÓN DE NUBE CUMULIFORME.

CUMULONIMBUS INCUS CON LA CÚSPIDE FIBROSA. SE FORMAN EN AIRE INESTABLE



FIGURA 9.6 (A) NUBE LENTICULAR.

GÉNESIS DE NUBE LENTICULAR

FUENTE: DEREK, ELSON, LA TIERRA, EDICIONES DEL PRADO, ESPAÑA, 1993, PAG 142



FIGURA 9.6 (B) NUBE OROGRÁFICA.

FORMACIÓN DE NUBE OROGRÁFICA EN AIRE INESTABLE



FIGURA 9.7 DISTRIBUCIÓN DE LAS NUBES SEGÚN LA ALTURA.
 LAS NUBES ALTAS ESTÁN FORMADAS DE CRISTALES DE HIELO Y GOTITAS LÍQUIDAS
 FUENTE: CANDEL, VILA. ATLAS DE METEOROLOGÍA. ED. JOVER. BARCELONA, 1971.

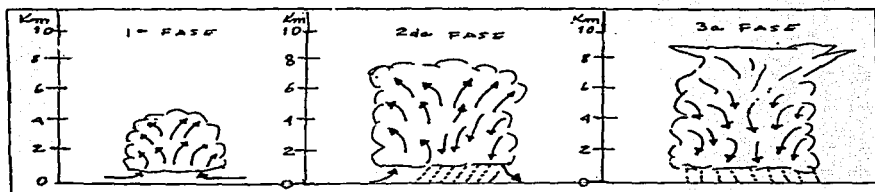


FIGURA 9.8. (A), (B), (C). DIBUJOS CÉLULAS DE TORMENTA.
 Evolución de una célula tormentosa
 (a) Formación
 (b) Madurez
 (c) Disipación
 Fuente: Albert, Miller. Meteorología. Ed. Nueva colección Labor, Barcelona, 1982. pag 131

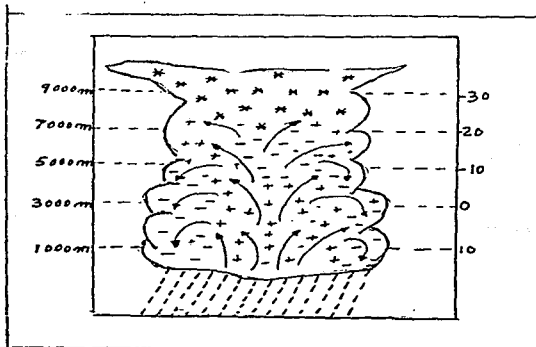


FIGURA 9.9 DIBUJO DE UN Cb SEGÚN SIMPSON
 LA TIERRA DE ORDINARIO TIENE CARGA ELÉCTRICA NEGATIVA MIENTRAS QUE LA BASE DE LAS NUBES, DONDE SE CONCENTRAN LAS CORRIENTES ASCENDENTES, TIENEN CARGA POSITIVA. DE AHÍ RESULTA UN CAMPO ELÉCTRICO CUYO GRADIENTE VERTICAL PUEDE ALCANZAR VALORES MUY ELEVADOS, QUE ORIGINAN LA DESCARGA ELÉCTRICA
 FUENTE: APUNTES CURSO DE METEOROLOGÍA AERONÁUTICA. CIAAC. 1964

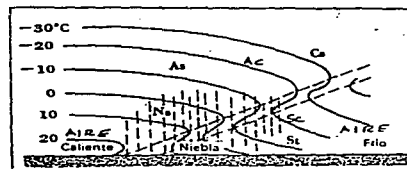


FIGURA 9.10 FORMACIÓN NIEBLA DE FRENTE
 FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID, 1986. PÁG 202

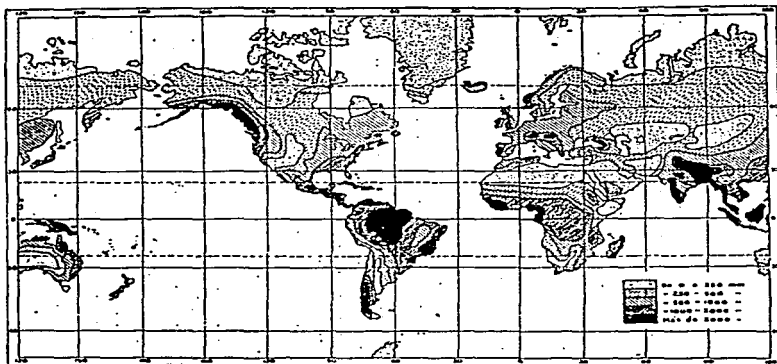


FIGURA 9.11 MAPA DE PRECIPITACIÓN MUNDIAL
 DISTRIBUCIÓN DE LA LLUVIA MEDIA ANUAL
 FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID, 1986.
 PAG 372

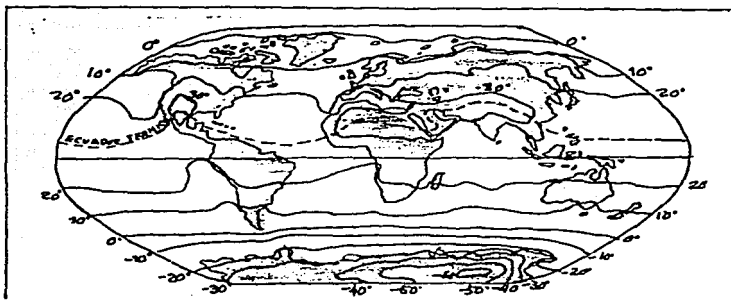


FIGURA 9.12 DESPLAZAMIENTO DEL ITC EN VERANO DE ACUERDO CON SANDS, EL ORIGEN DE LA LENGUA HÚMEDA QUE AFECTA AL NW DE LA REPÚBLICA Y SW DE ECUADOR, PUEDE DEBERSE AL DESPLAZAMIENTO DE LOS ALISIOS DEL SURESTE, LOS QUE AL CRUZAR EL ECUADOR, SE ENCUENTRAN A LOS ALISIOS DEL HEMISFERIO NORTE, ELEVÁNDOSE A GRANDES ALTURAS A LO LARGO DE LA "ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL"



FIGURA 9.13 ISOYETAS DE LA REPÚBLICA MEXICANA
 Altura anual de la lluvia en milímetros. 1964-1984
 Fuente: Servicio Meteorológico Nacional

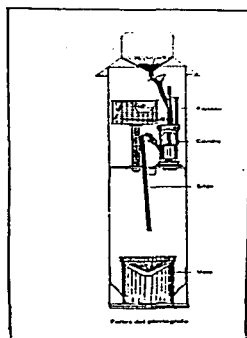


FIGURA 9.14 PLUVIÓGRAFO
 PARTES DEL PLUVIÓGRAFO
 FUENTE: AYLLON-GUTIERREZ, INTRODUCCIÓN A LA OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA, ED. LIMUSA, MÉXICO, 1988, PAG 125

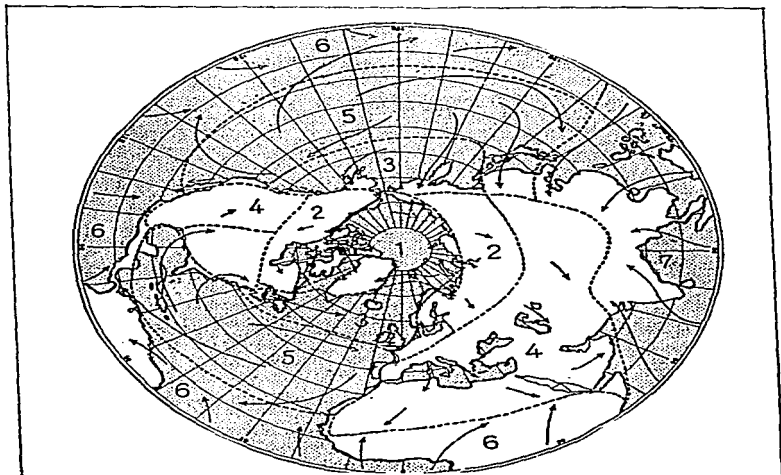


FIGURA 10.1 MAPA DE REGIÓN DE ORIGEN DE LAS MASAS DE AIRE
REGION DE ORIGEN DE LAS MASAS DE AIRE: 1) ÁRTICA; 2) POLAR CONTINENTAL; 3) POLAR MARÍTIMA; 4)
 TROPICAL CONTINENTAL; 5) TROPICAL MARÍTIMA; 6) ECUATORIAL; 7) MONZÓN
FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID, 1986. PÁG 297



FIGURA 10.2 MASAS DE AIRE.

REGIÓN DE ORIGEN Y TRAYECTORIA QUE SIGUEN LAS MASAS DE AIRE EN NORTEAMÉRICA

FUENTE: ARMAND, SPITZ. EL TIEMPO. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA, ED. BRUGUERA, BARCELONA, 1973. PAG 65



FIGURA 10.3 CORTE DE UN FRENTE FRÍO.
EL AIRE FRÍO MAS DENSO Y PESADO, DESPLAZA HACIA ARRIBA AL AIRE CALIENTE



FIGURA 10.4 FRENTE CALIENTE
EL AIRE CALIENTE ASCIENDE SUAVEMENTE SOBRE EL AIRE FRÍO, FORMANDO NUBES ESTRATIFICADAS

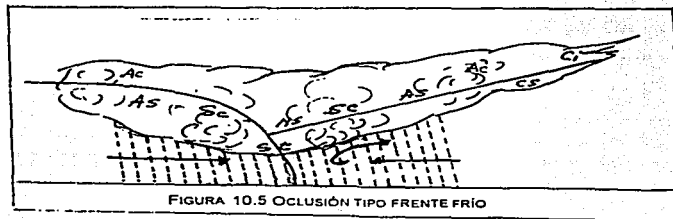
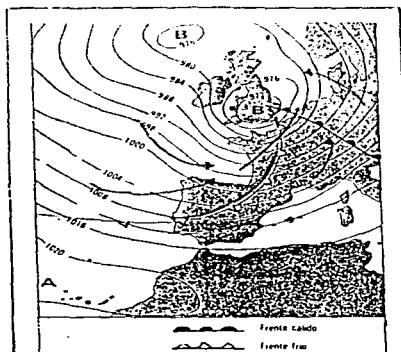
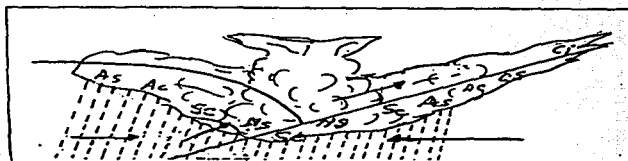


FIGURA 10.5 OCLUSIÓN TIPO FRENTE FRÍO



**FIGURA 10.6 MAPA OCLUSIÓN SOBRE EUROPA.
 LAS BORRASCAS, PRODUCIDAS POR LA OCLUSIÓN DEL FRENTE POLAR AFECTAN AL NOROESTE DE EUROPA,
 ESPECIALMENTE EN PRIMAVERA Y OTOÑO
 FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID, 1986.
 PAG 287**



**FIGURA 10.7 OCLUSIÓN TIPO FRENTE CALIENTE
 EN UNA OCLUSIÓN TIPO FRENTE CALIENTE, SIEMPRE HAY UN FRENTE FRÍO EN LA ALTURA.**

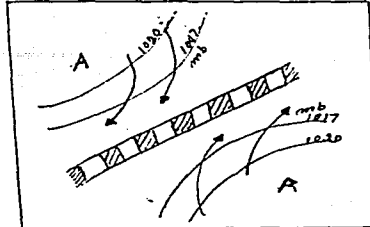


FIGURA 10.8 FRENTE ESTACIONARIO.
LOS VIENTOS DE LOS ANTICICLONES SOPLAN PARALELOS AL FRENTE, POR LO QUE ESTE PERMANECE ESTACIONARIO

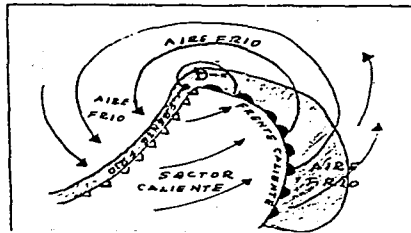


FIGURA 10.9 DIBUJO CICLÓN EXTRA TROPICAL.
LOS CICLONES EXTRATROPICALES SE ORIGINAN POR LA INTERACCIÓN DE MASAS DE AIRE. ELABORÓ T.A.T.

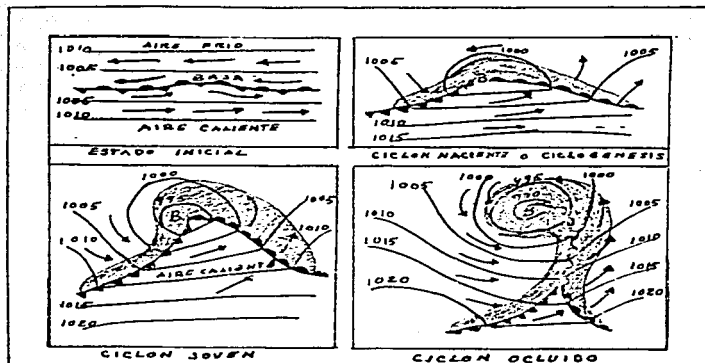


FIGURA 10.10 GÉNESIS Y DESARROLLO DE UNA ONDA CICLÓNICA EN EL HEMISFERIO NORTE.
 FUENTE: SVERRE PETERSEN. INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA. ED. ESPASA CALPE. MADRID, 1986.
 PAG 305

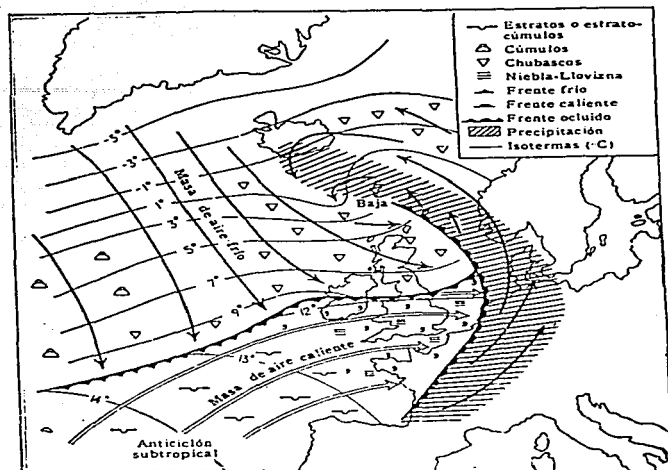


FIGURA 10.11 MAPA DE BORRASCA EN EUROPA
 FRENTE OCLUIDO AVANZANDO HACIA EUROPA
 FUENTE: SVÉRRE PETERSEN, INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA, ED. ESPASA CALPE, MADRID, 1986, PÁG 287

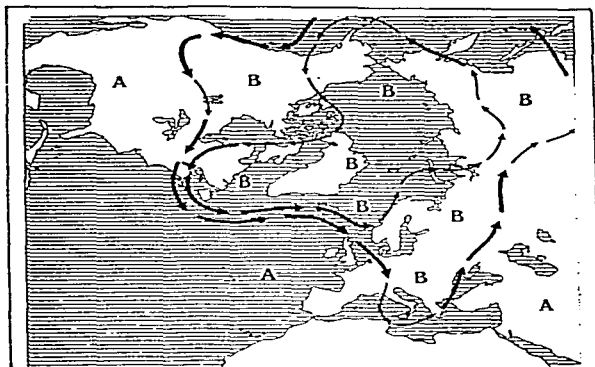


FIGURA 10.12. LOCALIZACIÓN DE LA CORRIENTE DE CHORRO
TRAYECTORIA DE LA CORRIENTE AÉREA DE CHORRO A 5 000 M DE ALTURA.
A = ZONAS DE ALTA PRESIÓN
B = ZONAS DE BAJA PRESIÓN
FUENTE: J. MA. LORENTE. METEOROLOGÍA. ED. LABOR. BARCELONA, 1961. PAG 178

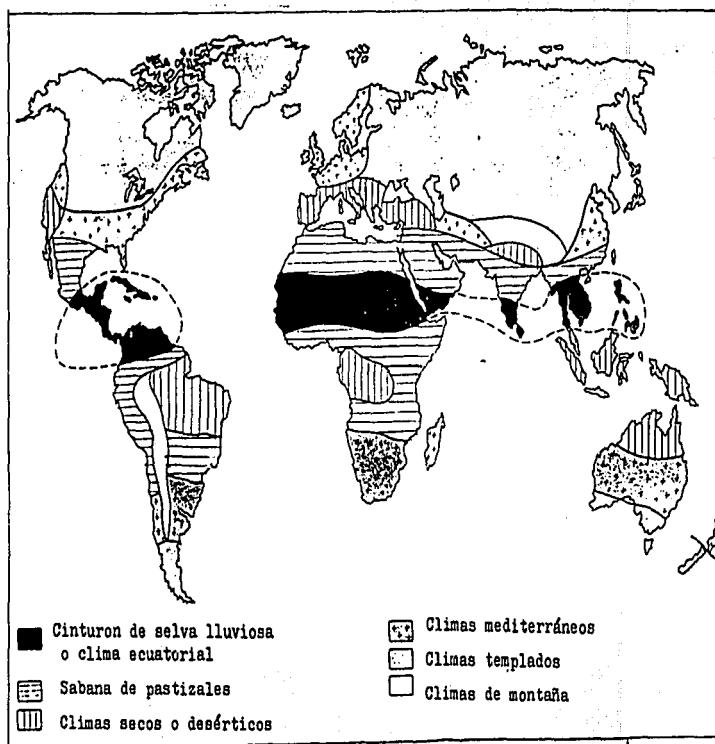


FIGURA 11.1 MAPA CAMBIOS DEL CLIMA

FUENTE: CLIVE, CARPENTER. THE CHANGING WORLD OF WEATHER. ED. FACTS ON FILE. NUEVA YORK, 1991. PAG 140