



APUNTES DE METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGIA

El presente documento constituye un elemento muy importante para los estudiantes de las ciencias medioambientales que desean iniciar y profundizar sus conocimientos en el ámbito de la Meteorología y Climatología.

Cristóbal ONDO BINDANG

FEBRERO 2020

PRIMERA PARTE:

METEOROLOGIA

LA METEOROLOGIA

TEMA I: EL AMBITO DE LA METEOROLOGIA

I.1 La Meteorología: definición

La meteorología (del griego μετέωρον, meteoro, "alto en el cielo"; y λόγος, logos, "conocimiento, tratado") es la ciencia interdisciplinaria que estudia el estado del tiempo, el medio atmosférico, los fenómenos allí producidos y las leyes que los rigen.

La atmósfera es la envoltura gaseosa que recubre la tierra. Es un medio y un recurso natural del que dependen todos los demás. Esta se ha desarrollado en armonía con la biosfera y es indispensable para todos los seres vivos.

El estudio de la atmósfera tiene en cuenta dos conceptos fundamentales, denominados con los términos **tiempo** y **clima**.

Diariamente los hombres afrontan diferentes condiciones de la atmósfera, las que acostumbran a denominar como **tiempo atmosférico** o meteorológico, que no es más que el estado físico de la atmósfera en un territorio dado durante un determinado plazo de tiempo pequeño. El tiempo está caracterizado por combinaciones de los elementos meteorológicos en un momento dado. En cambio, **el clima** es el conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas que predominan en un determinado lugar, que se manifiesta en la evolución de los estados del tiempo observados en una localidad dada. Puede entonces expresarse que la Meteorología es la ciencia o disciplina que estudia el tiempo atmosférico y la Climatología al clima.

I.2 Desarrollo histórico de la Meteorología

Desde la más remota antigüedad se tiene constancia de la observación de los cambios en el clima, asociando el movimiento de los astros con las estaciones del año y con los fenómenos atmosféricos. Los antiguos egipcios asociaban los ciclos de crecida del Nilo con los movimientos de las estrellas explicados por los movimientos de los dioses, mientras que los babilonios predecían el tiempo guiándose por el aspecto del cielo. Pero el término "meteorología" proviene de Meteorológica, título del libro escrito alrededor del año 340 a. C. por Aristóteles, quien presenta observaciones mixtas y especulaciones sobre el origen de los fenómenos atmosféricos y celestes. Una obra similar, titulada "Libro de las señas", fue publicada por Teofrasto, un alumno de

Aristóteles; se centraba más que en la previsión del tiempo, en la observación misma de los fenómenos.

Los progresos posteriores en el campo meteorológico se centraron en que nuevos instrumentos, más precisos, se desarrollaran y se pusieran a disposición.

I.3 Importancia de la meteorología

La Meteorología como ciencia permite conocer una parte muy importante del mundo , analiza y previene la evolución de los fenómenos atmosféricos para poder actuar en función de aprovechar mejor sus impactos positivos sobre la economía y la sociedad, así como a evitar o mitigar sus impactos negativos.

Sin embargo, la utilidad práctica de toda información meteorológica no solo depende de su fiabilidad, grado de detalle y de cuan oportuna haya sido su emisión, sino también en qué medida ha sido comprendida.

Sobre este último aspecto influyen, por una parte la forma en que la información ha sido expresada, y por otra, el nivel de conocimiento que sobre los principales fenómenos y procesos atmosféricos poseen las personas que la reciben. De ahí que la adquisición de conocimientos básicos sobre Meteorología y Climatología contribuirá a que se haga un mejor uso del clima como recurso natural de suma importancia.

Hay que recordar que la Tierra está constituida por tres partes fundamentales: una parte sólida llamada litosfera, recubierta en buena proporción por agua llamada hidrosfera y ambas envueltas por una tercera capa gaseosa, la atmósfera. Éstas se relacionan entre sí produciendo modificaciones profundas en sus características. La ciencia que estudia estas características, las propiedades y los movimientos de las tres capas fundamentales de la Tierra, es la Geofísica. En ese sentido, la meteorología es una rama de la geofísica que tiene por objeto el estudio detallado de la envoltura gaseosa de la tierra y sus fenómenos.

TEMA II. LA ATMOSFERA. COMPOSICION Y ESTRUCTURA

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve la Tierra y que permanece “atrapada” a la misma por la fuerza gravitacional. Un poco más de 90 % de la masa de la atmósfera, se concentra en los primeros 20 km sobre la superficie. Cerca de la superficie terrestre la atmósfera seca (sin vapor de

agua) está compuesta en 99 % de su volumen por nitrógeno (78,1 %) y oxígeno (20,9 %). El 1 % restante se reparte entre un conjunto de otros gases, entre los cuales se destacan

El argón (A) con una concentración de 0,93 %,

El anhídrido carbónico (CO₂) con 0,033 %

El neón (Ne) y el helio (He) con concentraciones aún menores.

También están presentes en este 1 %, partículas de polvo, sal, polen, etcétera.

Aparte de estos gases, que mantienen una concentración más o menos constante en los primeros 80 km sobre la superficie, la atmósfera terrestre contiene también una concentración variable (entre 1 y 4 % del volumen total) de vapor de agua (H₂O). Este se incorpora a la atmósfera mediante el proceso de evaporación desde la superficie, y es “removido” en ella, mediante el proceso de condensación en las nubes, y su posterior precipitación en forma líquida (lluvia) o sólida (nieve o granizo). (Ver la tabla)

TABLA 1 Composición de la atmosfera

Componente	Símbolo	% en volumen (aire seco)	Peso molecular
Nitrógeno	N ₂	78.08	28.02
Oxígeno	O ₂	20.95	32.00
Argón	Ar	0.93	39.88
Dióxido de carbono	CO ₂	0.035	44.00
Neón	Ne	0.0018	20.18
Helio	He	0.0005	4.00
Ozono	O ₃	0.00006	48.00
Hidrógeno	H	0.00005	2.02
Kriptón	Kr	0.0011	
Xenón	Xe	0.00009	
Metano	CH ₄	0.00017	

II.1 Estructura física de la atmósfera

La atmósfera está dividida en capas, según el comportamiento vertical de la temperatura en cada una de ellas (figura 1).

- La Troposfera

Es la capa más cercana a la superficie que se extiende hasta 12 km sobre ella (unos 19 km en el Ecuador y unos 9 km sobre los Polos). En ella la temperatura disminuye a una tasa de 6,5°C por kilómetro. En esta capa, que concentra 80 % de toda la masa de la atmósfera, ocurren los fenómenos meteorológicos más relevantes.

Tropopausa. Es la capa que se encuentra en el límite superior de la troposfera. En ella la temperatura deja de disminuir y alcanza valores cercanos a -55°C.

- La Estratosfera

Es la capa que se encuentra por encima de la troposfera. Se extiende hasta unos 45km. En ella se encuentra la capa de Ozono (O₃), también llamada Ozonósfera, la que se localiza aproximadamente entre los 20 y 30 km. La importancia de la capa de Ozono radica en que absorbe las radiaciones ultravioletas de la energía radiante que llega del Sol. En la estratosfera la temperatura aumenta con la altitud, hasta un valor cercano a 0 °C en su límite superior. **Estratopausa.** Es la capa que se encuentra en el límite superior de la estratosfera. Muy cerca ya de los 50 km de altura.

- La Mesosfera

Es la capa que se encuentra por encima de la estratopausa. En ella la temperatura disminuye con la altura, la cual culmina a unos 80 km de altitud donde la temperatura es del orden de -90 °C (**mesopausa**). En la Mesosfera se encuentra **la Ionosfera**, que se caracteriza por una elevada concentración de iones y electrones libres que favorecen las comunicaciones por medio de las ondas cortas y largas. Precisamente aquí se originan las auroras boreales, fenómeno luminiscente comúnmente visible en las altas latitudes.

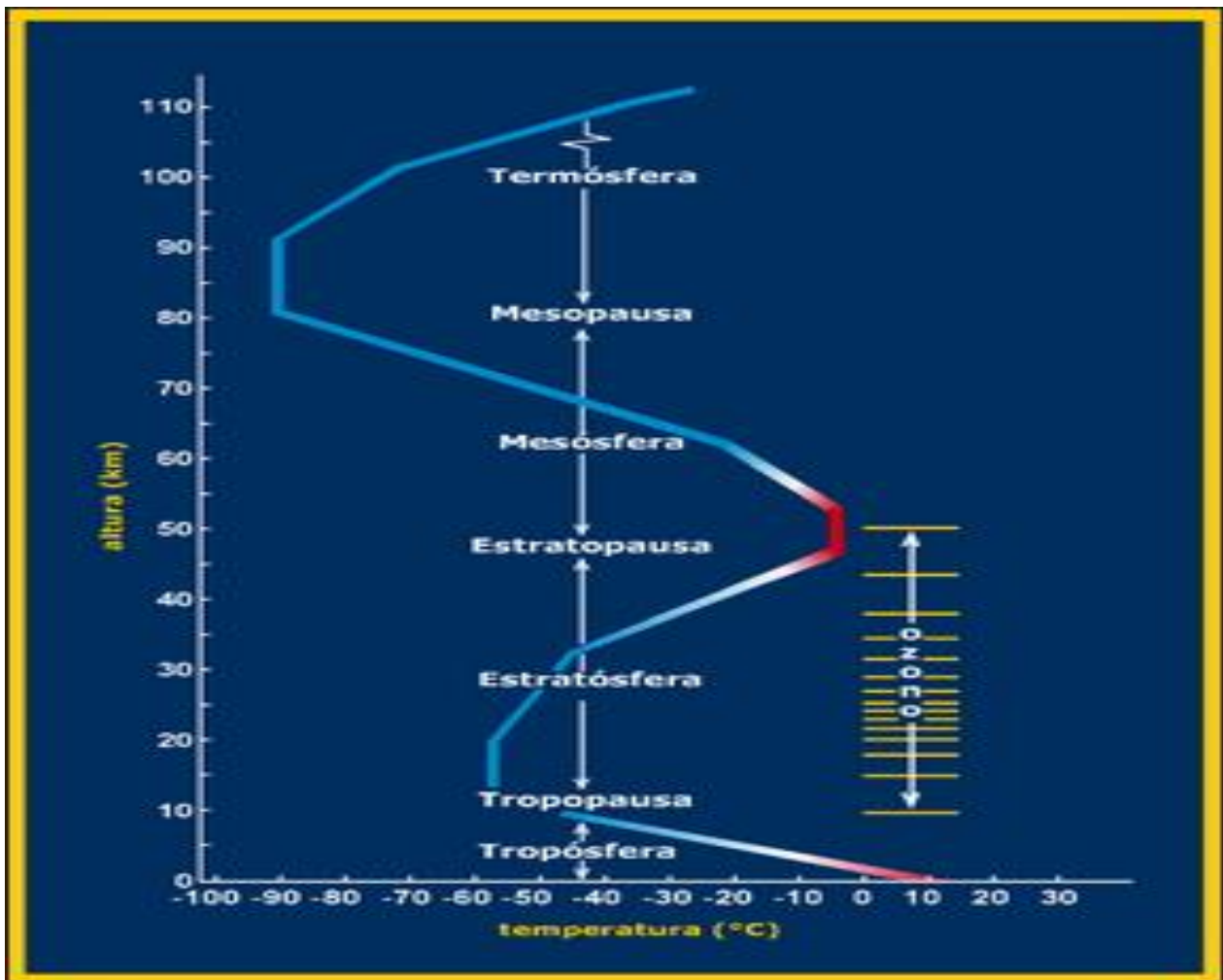


Fig1: perfil vertical de la temperatura

La capa de la atmósfera en la cual la temperatura se incrementa con la altura, recibe el nombre de **capa de inversión**. La inversión es un fenómeno que se presenta cuando el patrón normal de temperatura en la atmósfera se comporta de forma contraria, es decir, aumenta con la altitud. La presencia de una inversión provoca estabilidad en la atmósfera. El aire sobre la capa de inversión es más caliente y seco que el aire por debajo de ella. Las inversiones suprimen la convección y limitan la altura de las nubes convectivas. Cuando las inversiones se presentan en los niveles bajos de la atmósfera, con frecuencia tienen asociados nieblas.

II.2 La estructura química

La atmósfera puede dividirse químicamente en tres capas principales:

- **La Homosfera:** es una capa de 80 km de espesor con una composición química globalmente homogénea.
- **La Heterósfera:** es una capa con una composición química heterogénea; donde se produce habitualmente los fenómenos de ionización y de disociación moleculares.

- **La Fotosfera:** es una capa constituida esencialmente de protones y de electrones, está situada en el nivel de la exosfera.

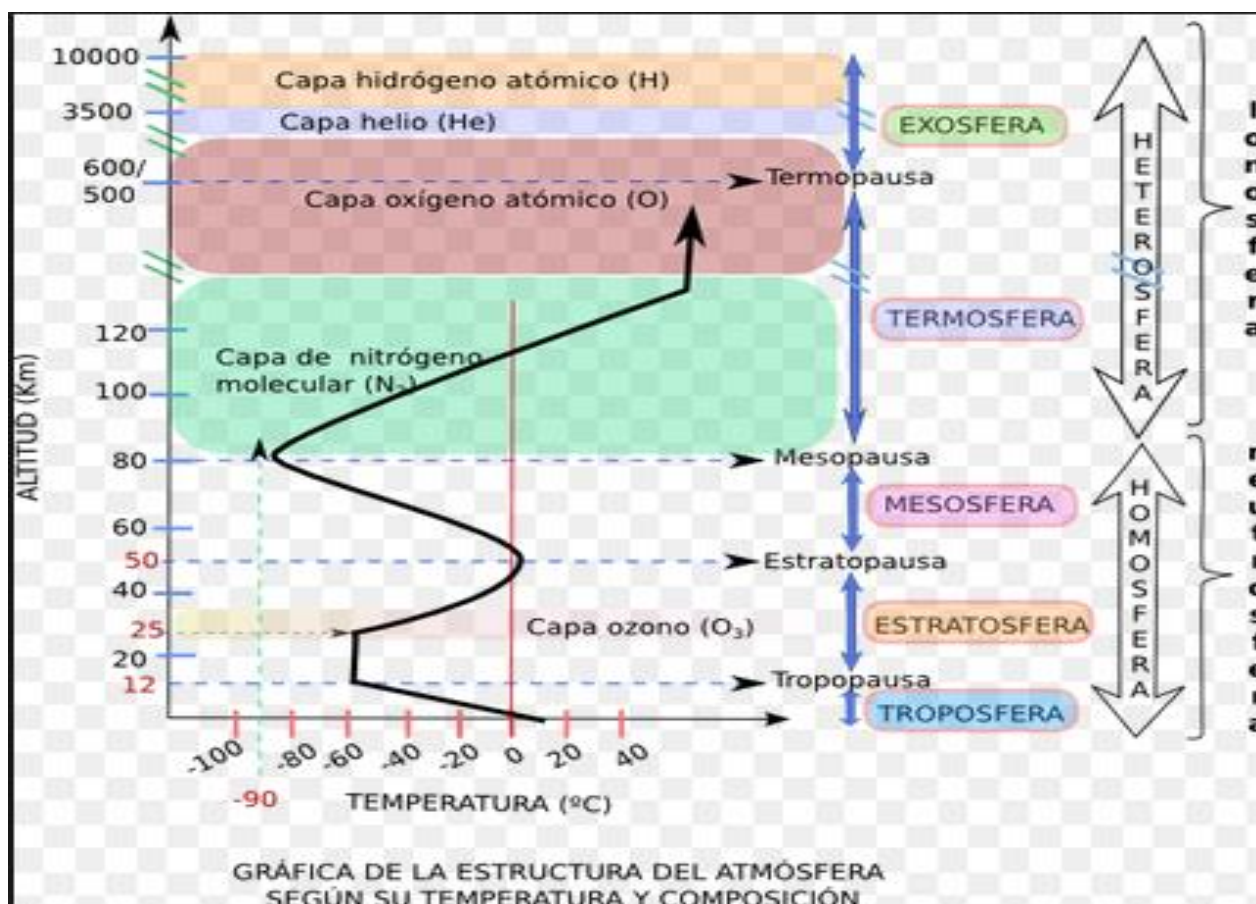


Fig 2: estructura física y química de la atmósfera

TEMA III. INSTRUMENTOS DE MEDICION Y PARAMETROS METEOROLÓGICOS

III.1 Equipos e instrumentos de medición en las observaciones meteorológicas

Todo estudio de la atmósfera requiere disponer, ante todo, de datos meteorológicos precisos. Nuestros sentidos, principalmente la vista y el tacto, permiten estimar un gran número de observaciones. Estas se denominan **observaciones sensoriales**. Sin embargo, no son suficientes y se necesita recurrir a instrumentos que permitan la medición de las diferentes magnitudes físicas de la atmósfera.

Los instrumentos meteorológicos que se emplean para las observaciones en la superficie de la tierra están instalados en las **estaciones meteorológicas** de superficie, entre las que se incluyen las estaciones móviles situadas en buques que navegan por alta mar.

Para las observaciones de la atmósfera superior se emplean diferentes instrumentos que viajan a bordo de radiosondas, a bordo de aviones de reconocimiento meteorológico, o los que son lanzados desde estos:

III.1.1 El Termómetro

Este término procede del griego θερμός (*thermos*, 'caliente') y μέτρον (*métron* o *metro*, 'medida', 'aparato de medida').

Un **termómetro** es un instrumento que se utiliza para medir la temperatura.

Termómetro de mercurio

Un **termómetro de mercurio** suele estar compuesto por un tubo de vidrio que contiene mercurio y que registran los cambios de volumen a través de una escala graduada. Las propiedades del mercurio hacen que este tipo de termómetros fuesen muy utilizados debido a la uniformidad con la que se dilata respondiendo a los cambios de temperatura. Se atribuye su invención a Gabriel Fahrenheit en el siglo XVIII. En muchos países los termómetros de mercurio han caído en desuso e incluso están prohibidos debido a la capacidad contaminadora del mercurio. Especialmente en entornos sanitarios como hospitales y centros de salud se recomienda la utilización de termómetros digitales.

Termómetro clínico

Se trata de un instrumento de máxima precisión utilizado en el área de la salud para establecer la temperatura corporal de personas y animales incluyendo las décimas de grado. Suelen ser digitales, de mercurio, de alcohol o de radiación infrarroja. En función del tipo de termómetro que se utiliza y el lugar específico del que se quiere establecer la temperatura, se aplican en cavidades del cuerpo o puntos auxiliares como la frente. Se suelen utilizar para determinar la existencia o no de fiebre y también como método de predicción de los periodos de fertilidad femenina.

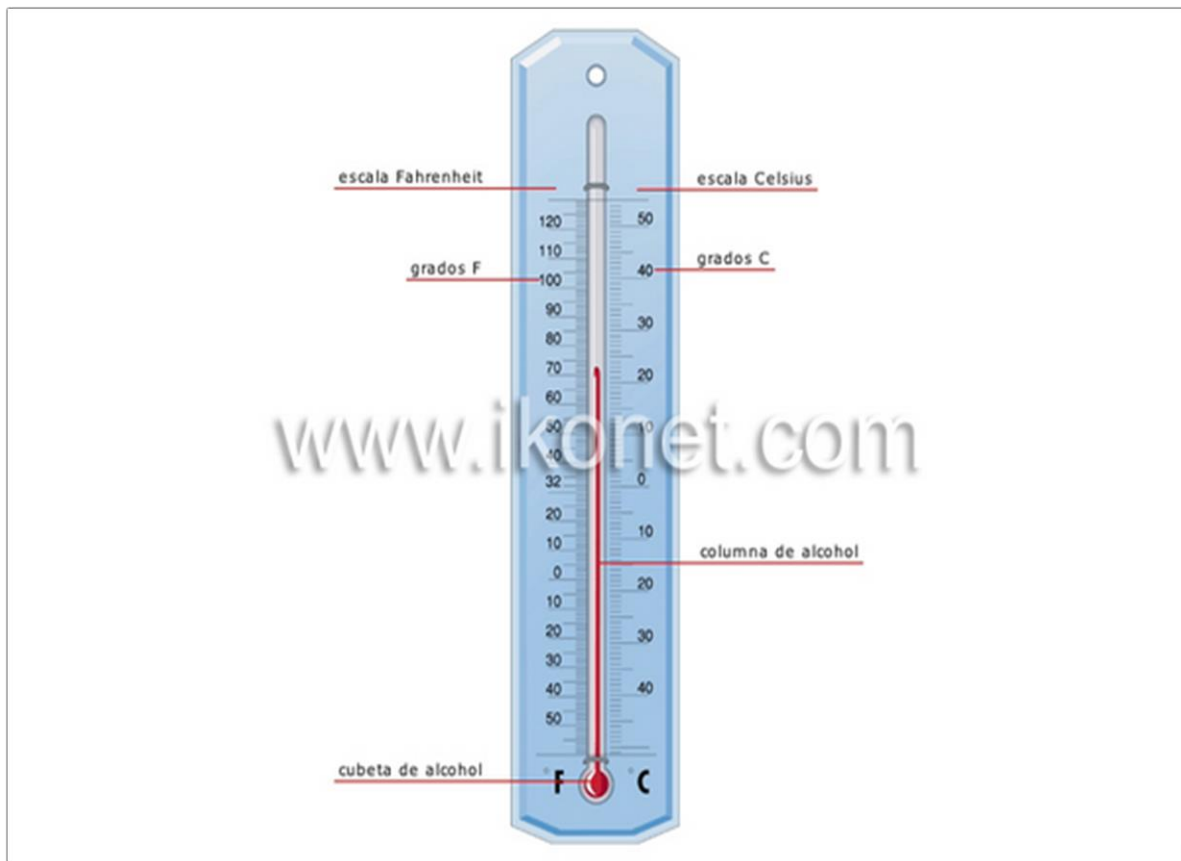


Fig 3:el termómetro

III.1.2 El Barómetro

Un barómetro es un instrumento que mide la presión atmosférica. La presión atmosférica es el peso por unidad de superficie ejercida por la atmósfera. Uno de los barómetros más conocidos es el de mercurio.

Los primeros barómetros fueron contruidos por el físico y matemático italiano Evangelista Torricelli en el siglo XVII. La presión atmosférica equivale a la altura de una columna de agua de unos 10 m de altura. En los barómetros de mercurio, cuya densidad es unas 14 veces mayor que la del agua, la columna de mercurio sostenida por la presión atmosférica al nivel del mar es de unos 76 cm.

Barómetro de mercurio

Fue inventado por Torricelli en 1643. Un barómetro de mercurio está formado por un tubo de vidrio de unos 850 mm de altura, cerrado por el extremo superior y abierto por el inferior. El tubo se llena de mercurio, se invierte y se coloca el extremo abierto en un recipiente lleno del mismo líquido. Si

se destapa, se verá que el mercurio del tubo desciende unos centímetros, dejando en la parte superior un espacio vacío (cámara barométrica o vacío de Torricelli).

Así, el barómetro de mercurio indica la presión atmosférica directamente por la altura de la columna de mercurio.

Barómetro aneroide

Es un barómetro que no utiliza mercurio. Indica las variaciones de presión atmosférica por las deformaciones más o menos grandes que aquélla hace experimentar a una caja metálica de paredes muy elásticas en cuyo interior se ha hecho el vacío más absoluto. Se gradúa por comparación con un barómetro de mercurio pero sus indicaciones son cada vez más inexactas por causa de la variación de la elasticidad del resorte plástico. Fue inventado por Lucien Vidie en 1843. y es más grande que el barómetro de mercurio.

Altímetros barométricos

Utilizados en aviación son esencialmente barómetros con la escala convertida a metros o pies de altitud.

Barómetro de Fortin

El barómetro de Fortin se compone de un tubo Torricelliano que se introduce en el mercurio contenido en una cubeta de vidrio en forma tubular, provista de una base de piel de gamo cuya forma puede ser modificada por medio de un tornillo que se apoya de la punta de un pequeño cono de marfil. Así se mantiene un nivel fijo. El barómetro está totalmente recubierto de latón, salvo dos ranuras verticales junto al tubo que permiten ver el nivel de mercurio. En la ranura frontal hay una graduación en milímetros y un nonio para la lectura de décimas de milímetros. En la posterior hay un pequeño espejo para facilitar la visibilidad del nivel. Al barómetro va unido un termómetro.

Los barómetros Fortin se usan en laboratorios científicos para las medidas de alta precisión, y las lecturas deben ser corregidas teniendo en cuenta todos los factores que puedan influir sobre las mismas, tales como la temperatura del ambiente, la aceleración de gravedad de lugar, la tensión de vapor del mercurio, etc.

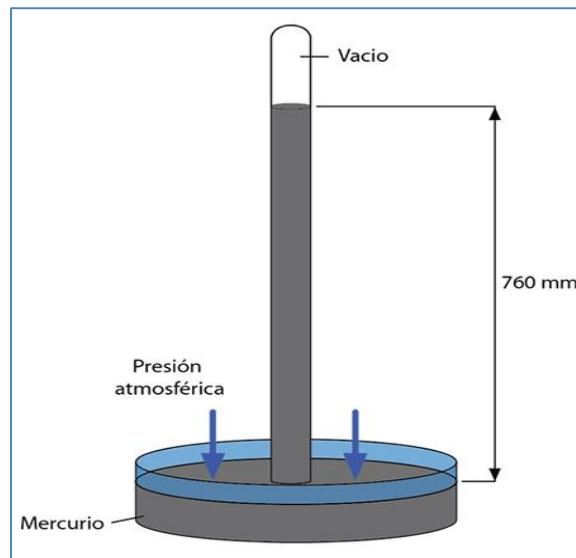


Fig 3: El Barómetro

III.1.3 El Pluviómetro

Es un instrumento que sirve para medir la cantidad de lluvia caída. Los primeros pluviómetros se desarrollaron **varios siglos antes de Cristo**. Medir las precipitaciones permitía estimar cómo rendirían los cultivos, lo que ayudó a perfeccionar las tareas propias de la **agricultura**.

Los pluviómetros más simples (que no eran más que recipientes con una regla) dieron paso a otros de mayor complejidad, capaces de medir la lluvia de manera constante, sin necesidad de que un operador se acerque cada cierta cantidad de **tiempo** (por lo general, doce horas) para tomar las notas correspondientes.

Existen diversos tipos de pluviómetros, entre los que destacaríamos los siguientes:

- Pluviómetro manual**, que viene a indicar simple y sencillamente la lluvia que ha caído en un lugar concreto.

- Pluviómetro sifón**, que se emplea de manera habitual para poder conocer la intensidad media de lluvia en un determinado periodo de tiempo.

- Pluviómetro totalizador**, que viene a indicar la cantidad de agua caída que ha caído en el intervalo de doce horas.



Fig 4: Pluviómetro clásico

III.1.4 El anemómetro

Instrumento utilizado para medir la velocidad del viento (fuerza del viento).

Los anemómetros miden la velocidad instantánea del viento, pero las ráfagas de viento desvirtúan la medida, de manera que la medida más acertada es el valor medio de medidas que se tomen a intervalos de 10 minutos.

Por otro lado, el anemómetro nos permite medir inmediatamente la velocidad de una ráfaga de viento.

Existe gran diversidad de anemómetros:

Los de empuje están formados por una esfera hueca y ligera (Daloz) o una pala (Wild), cuya posición respecto a un punto de suspensión varía con la fuerza del viento, lo cual se mide en un cuadrante.

El anemómetro de rotación está dotado de cazoletas (Robinson) o hélices unidas a un eje central cuyo giro, proporcional a la velocidad del viento, es registrado convenientemente; en los anemómetros magnéticos, dicho giro activa un diminuto generador eléctrico que facilita una medida precisa.

El anemómetro de compresión se basa en el tubo de Pitot y está formado por dos pequeños tubos, uno de ellos con orificio frontal (que mide la presión dinámica) y lateral (que mide la presión estática), y el otro sólo con un orificio lateral. La diferencia entre las presiones medidas permite determinar la velocidad del viento.

La veleta: Es un instrumento que sirve para medir **la dirección del viento**.

Una veleta es un dispositivo giratorio que consta de una placa que gira libremente, un señalador que indica la dirección del viento y una cruz horizontal que indica los puntos cardinales. En algunos casos el instrumento está asociado con un anemómetro



Fig 5: El anemómetro y la veleta

III.1.6 Psicrómetro

Un psicrómetro (del griego ψυχρός "húmedo" y μέτρον "medida") es un aparato utilizado en meteorología para medir **la humedad relativa**.

Consiste en un juego de 2 termómetros iguales, uno de ellos llamado *termómetro seco* y el otro *termómetro húmedo* ya que tiene su bulbo recubierto por una muselina húmeda mediante una mecha que lo pone en comunicación con el depósito de agua destilada. El agua empapa la muselina y se evapora. Para evaporarse necesita calor, calor que toma del bulbo del termómetro. El agua evaporada es reemplazada por la que llega a través de la mecha. Este transporte de agua se ajusta a la velocidad de evaporación. Al termómetro le llega la misma cantidad de agua que se evapora. La velocidad de evaporación depende de la humedad del aire. Si el aire está seco habrá mayor evaporación y si el aire está saturado no podrá admitir más cantidad de vapor y por lo tanto no habrá evaporación.

El psicrómetro se basa en el hecho de que la evaporación supone un descenso de la temperatura.

La velocidad de evaporación de agua de la muselina del termómetro húmedo es tanto mayor cuanto más seco es el aire. El efecto de enfriamiento y, por lo tanto, la diferencia entre las indicaciones de los 2 termómetros es proporcional a esta velocidad de evaporación. La diferencia de lectura entre los 2 termómetros se denominan "*Diferencias psicrométricas*".

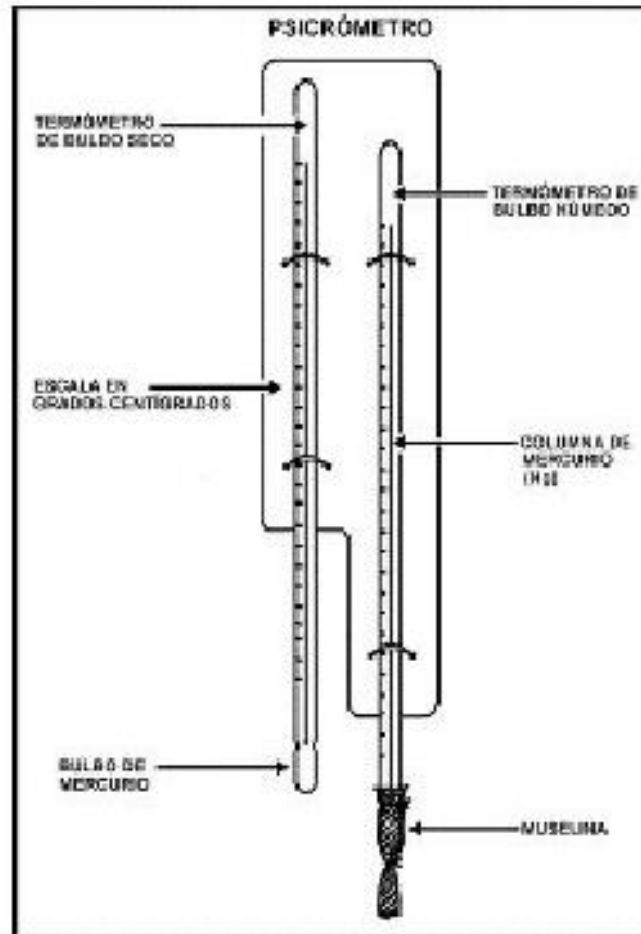


Fig 6: el psicrómetro

III.1.7 El Higrómetro

Un **higrómetro** es un instrumento que **mide el grado de humedad relativa del aire**.

La humedad relativa representa la **cantidad de vapor de agua en el aire** en relación a la máxima cantidad que este podría tener en las mismas condiciones de temperatura antes de saturarse. Por ejemplo, una humedad del 50% significa que el aire contiene la mitad del vapor de agua que este puede contener a igual temperatura antes de saturarse.



Fig 7: El Higrómetro

III.1.8 El Heliómetro

El *Heliómetro* es un instrumento que mide la intensidad luminosa de la radiación solar, cuando lo hace con un medio gráfico se lo denomina *Heliógrafo*. El mismo registra los intervalos de tiempo durante los cuales la radiación solar alcanza una intensidad suficiente como para producir sombras distintas, de esta manera podemos determinar las horas de sol en un día.

Este instrumento registra la duración del brillo solar en horas y décimas. Consta de una esfera de cristal que actúa como lente convergente en todas las direcciones, el foco sobre una banda de registro de cartulina que se dispone curvada concéntricamente con la esfera, sujeta por un soporte especial. Cuando la luz solar incide en la lente, ésta quema la cartulina dejando marcado sobre la banda un surco desde la salida del sol hasta la puesta, solo se interrumpe cuando la nubosidad oculta el sol.

El tipo de aparato usado más frecuentemente, es el Campbell-Stockes. La duración de la insolación se determina concentrando los rayos solares sobre una banda constituida por una tira de cartulina que se quema en el punto en que se forma la imagen del sol. Si la formación del foco fuera hecha a través de una lupa sería necesario desplazar ésta constantemente en función de las variaciones diurnas y estacionales de la posición del sol. Para evitar éste inconveniente se utiliza una esfera de vidrio.

Tipos

Heliógrafo de Campbell-Stokes: instrumento que sirve para medir el tiempo de insolación. Es el más sencillo, consiste en una esfera de vidrio que se comporta como una lente convergente. El sol cuando atraviesa la lente quema una cartulina registradora y nos dice cuántas horas de sol hemos tenido al día.

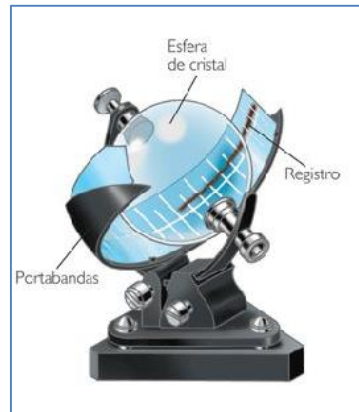


Fig 8: El Heliógrafo

III.1.9 El Piranómetro

Un Piranómetro es un instrumento meteorológico utilizado para medir de manera muy precisa la radiación solar incidente sobre la superficie de la tierra. Se trata de un sensor diseñado para medir la densidad del flujo de radiación solar (kilovatios por metro cuadrado) en un campo de 180 grados.



Fig 9: El Piranómetro

Finalmente, también existen los instrumentos que permiten la detección remota de fenómenos meteorológicos, como son las observaciones desde los satélites y las estaciones de radar.

III.1.2 Los satélites meteorológicos

Un satélite es un cuerpo que gravita alrededor de otro cuerpo de masa mucho más importante. Las interacciones entre los dos cuerpos pueden existir de manera natural (por ejemplo, la tierra alrededor del sol), son los satélites naturales. También pueden ser creadas por el hombre (satélites artificiales). Todos los satélites, artificiales y naturales son todos sometidos a las leyes de la gravitación universal introducidas por NEWTON (1665).

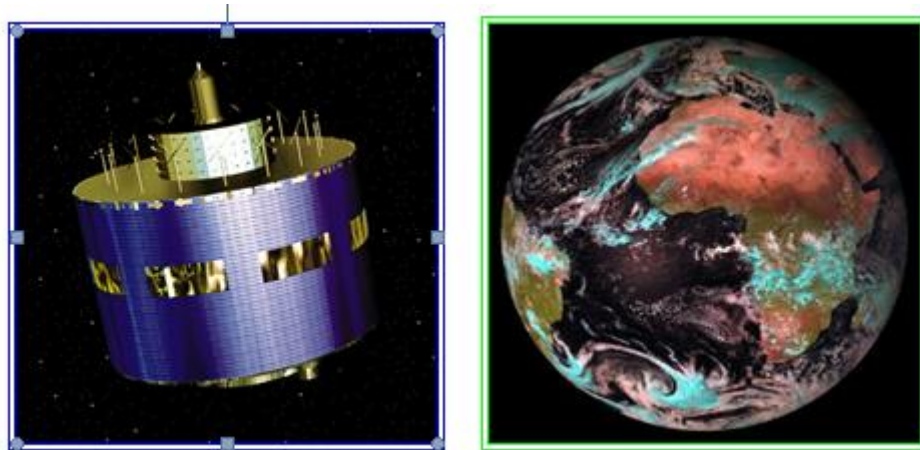


Fig 10: a) El satélite meteorológico. b) la tierra vista desde un satélite meteorológico



$$\vec{F}_A = -\vec{F}_B = -G \frac{m_A m_B}{d^2} \vec{u} ; \quad F_A = F_B = G \frac{m_A m_B}{d^2}$$

- G constante de gravitación universal
- mA masa del cuerpo A (kg)
- mB masa del cuerpo B (kg)

Si el cuerpo A es excesivamente más grande que el cuerpo B, el objeto B puede dar vueltas alrededor de A considerado como fijo. B es por lo tanto un satélite de A.



El conocimiento de los procesos de radiación en la atmósfera, particularmente cuando ellos involucran intercambio de calor entre la superficie terrestre y su atmósfera envolvente, es muy importante en muchas fases del trabajo meteorológico, así como en la construcción de los distintos equipos que se encuentran a bordo de los satélites.

III.1.2.1 Tipos de satélites meteorológicos

Literalmente existe un número infinito de órbitas para un satélite de la Tierra. Aunque se tienen órbitas especiales que están designadas para propósitos específicos, hay dos clases generales ampliamente utilizadas para las observaciones meteorológicas de la Tierra: las órbitas geoestacionarias y las órbitas cercanas al polo, las cuales normalmente son referidas como órbitas polares.

Satélites de órbita polar

Los satélites de órbita polar pasan aproximadamente sobre los polos a alturas cercanas a los 850 km. Ellos observan toda la superficie terrestre y siguen órbitas casi fijas en el espacio, mientras que la Tierra rota por debajo. Las áreas barridas a cada paso son casi adyacentes en el ecuador en pasos consecutivos.

Satélites geoestacionarios

Los satélites geoestacionarios orbitan alrededor de la Tierra sobre el Ecuador a una altura aproximada de 35 800 km. Ellos completan una órbita cada 24 h, de manera que su rotación es sincrónica con la de la Tierra alrededor de su propio eje, y por tanto permanecen en el mismo lugar sobre el Ecuador. Estos examinan el disco completo de la Tierra en unos 25 min.

Su principal ventaja radica precisamente en la alta resolución temporal de los datos. Una imagen actualizada del disco completo se tiene cada 15 a 30 min y el modo de examen se puede alterar para observar una pequeña área seleccionada con mayor frecuencia, en dependencia del modo de operación básico (rutinario o de aviso).

La principal desventaja de estos satélites es su limitada resolución espacial, lo cual es una consecuencia de la distancia a que se encuentran de la Tierra. Los avances técnicos brindarán mejoras al respecto, pero no reducirán la distorsión de las imágenes en altas latitudes, que resulta

de la visión de la Tierra al incrementarse la oblicuidad del ángulo visual. La información útil se restringe a la franja entre los 70° de latitud Norte y los 70° de latitud Sur.

III.1.3. El radar meteorológico

La palabra Radar se deriva de la expresión inglesa Radio Detection and Ranging referida a la utilización de técnicas de radio para la detección a distancia de objetivos lejanos. El Radar fue desarrollado desde poco antes y durante la Segunda Guerra Mundial como una aplicación militar para la detección distante de aviones. Hoy, las técnicas de radar tienen múltiples aplicaciones y es una de las herramientas más importantes en la Meteorología.

Su funcionamiento se basa en la transmisión al aire de una señal de radio. Si hay un objeto capaz de reflejar esa señal, -aunque la mayor parte de la energía se disperse-, alguna será reflejada hacia el radar. La presencia de ese objeto será confirmada por la señal reflejada y recibida en el radar. Como se conoce la velocidad con la que se propagan las ondas de radio en el aire, la distancia al objetivo puede ser determinada mediante la medición del tiempo transcurrido entre la transmisión de la señal y la recepción de la señal reflejada. La humedad atmosférica condensada, formando pequeñísimas gotas en las nubes y gotas de tamaño mayor en la lluvia, o bien el granizo o la nieve, provee objetivos que pueden ser detectados por los radares meteorológicos. Estos se diferencian en las longitudes de onda de la señal emitida. Por eso en meteorología se utilizan radares con longitudes de onda de 3 cm para las gotas de nube y 10 cm para objetos mayores, como las gotas de lluvia.



Fig 11: la Antena de un radar

III.1.3.2 Importancia de la aplicación del radar en la Meteorología

El radar meteorológico es una importante herramienta para el pronóstico a muy corto plazo. Posibilita el seguimiento y vigilancia continua del desplazamiento y evolución de los principales sistemas meteorológicos de gran escala, tales como frentes fríos, líneas de tormentas pre-frontales y ciclones tropicales, es imprescindible para la vigilancia de los sistemas de escala pequeña o local, tales como los complejos convectivos, nubes de tormenta y detección de zonas de posible formación de tornados y tormentas locales severas.

Las secuencias animadas de radar resultan un elemento muy empleado para una rápida detección del movimiento y evolución de los sistemas de precipitación, bien sea éstos de gran escala o los que se generan a escala local.

Requisitos que deben reunir los instrumentos meteorológicos

Los instrumentos meteorológicos utilizados en el estudio de la atmósfera con fines científicos, deben cumplir los siguientes requisitos:

- **Regularidad en el funcionamiento,**
- **Precisión,**
- **Sencillez en el diseño,**
- **Comodidad de manejo y**

- **Solidez de construcción.**

Su emplazamiento deberá ser tal que sea representativo de las condiciones del medio que le rodea, puesto que será necesario evitar toda influencia inmediata de árboles o edificios.

Estos instrumentos pueden dividirse en:

- **Instrumentos de lectura directa y**
- **Aparatos registradores.**

Los instrumentos de lectura directa como el termómetro y el psicrómetro son más precisos, pero cada medida necesita una lectura.

Los instrumentos registradores registran en un gráfico la lectura de la variable meteorológica en cada momento, por lo que con ese registro continuo puede conocerse el valor, por ejemplo, de la presión en cada instante, así como su distribución en el tiempo.

Una parte importante de los instrumentos que miden la temperatura y la humedad están instalados en una caseta o abrigo meteorológico, esto es, una pequeña casilla de paredes de madera, puerta y fondo de doble persiana que favorece la ventilación interior e impide que la radiación solar afecte los instrumentos colocados en su interior. Debe estar pintada de blanco. La caseta meteorológica está situada en la plazoleta meteorológica, donde están ubicados otros instrumentos como el pluviógrafo, el heliógrafo y otros.

III.2: Los Parámetros Meteorológicos

Se entiende por parámetros meteorológicos, aquellas variables que se pueden medir o estimar para determinar el estado de la atmósfera. Los principales parámetros meteorológicos son: la temperatura, la presión, la humedad, el viento, la precipitación, la radiación, la insolación, etc.

III.2.1 La Temperatura y el Calor

La temperatura es aquella propiedad o magnitud física que nos refleja la cantidad de calor, ya sea de un cuerpo, de un objeto o de un ambiente. Dicha magnitud está relacionada con la noción de frío (menor temperatura) y caliente (mayor temperatura). La temperatura no es una forma de energía y, aunque su definición resulta compleja, se puede definir también como la cualidad que determina la dirección del flujo de energía entre dos cuerpos. Así, cuando se ponen en contacto dos cuerpos con temperaturas diferentes, el más caliente cede calor al más frío hasta que los dos se igualan sus temperaturas.

El calor, en cambio es una forma energía, la energía calorífica y como tal se mide en unidades energéticas.

La propia definición de la temperatura implica que existe una relación muy estrecha entre esta y el calor, relación que se traduce en el hecho de que cuando suministramos calor a un cuerpo, este normalmente aumenta su temperatura y viceversa. Pero esta reacción no es rígida ni fija (los cambios de fases de las sustancias)

Es inútil demostrar la importancia de la temperatura: ella condiciona las modalidades de la meteorización y la evaporación física y fisiológica (evapotranspiración), interviene en el régimen de cursos de agua, Tanto en el caso de medicina tradicional como alternativa, el uso de altas o bajas temperaturas para diversos tratamientos es usado por muchos profesionales y con una amplia gama de objetivos diferentes.

Las aguas termales, por ejemplo, son apreciadas por sus efectos antiinflamatorios y analgésicos; además, se trata de un recurso natural que emerge de la tierra, sea de manera espontánea o con intervención del ser humano. Si bien su composición varía de acuerdo con las características de la región por la que transiten, suelen contener hierro, yodo, flúor y sodio, entre otros minerales de gran importancia.

Este método de curación tan popular a nivel mundial, comienza a actuar en cuanto una persona se sumerge en el agua; la alta temperatura la impacta inmediatamente y tiene lugar la absorción de los distintos minerales a través de la piel. Éstos se dirigen al tejido celular subcutáneo y actúan de diversas formas beneficiosas para el organismo.

Además del placer físico que se experimenta durante un baño termal, tienen lugar numerosas acciones de tipo curativas, tales como:

- La estimulación de las defensas;
- La depuración de la sangre, ya que las toxinas y otros desechos son expulsados a través del sudor;
- En el caso de sufrir reumatismo, se ve una reactivación del metabolismo y una reeducación del sistema que regula la temperatura del cuerpo, capacidad que muchos reumáticos pierden;
- Efectos analgésicos (una de sus propiedades más conocidas);

- Una relajación muscular tal que permite tratar edemas y otras afecciones del estilo, además de contracturas y problemas de las articulaciones, tonificando y reconstituyendo el sistema nervioso.

La lista de beneficios para el ser humano continúa, y fuera del tratamiento de enfermedades y problemas óseos o musculares, uno de sus puntos fuertes es que combate el estrés, propio del ritmo de vida de las sociedades actuales. Tan sólo por esto último, el acceso a los baños termales mejoraría notablemente el humor de cualquier persona, aumentando sus energías y preparándola para enfrentar el día a día con más fuerzas y con una mirada positiva.

Sin embargo, tomando en cuenta que la frecuencia y la duración que recomiendan los especialistas es una vez por día, durante más de una quincena, salta a la vista que no se trata de un recurso accesible a cualquier persona, sino de un lujo. Es un caso similar al de las sesiones de masajes, ya que se trata de tratamientos con el potencial para mejorar la vida de la gente, más allá de lo estrictamente medicinal

Afin de que las medidas de temperatura del aire sean representativas y comparables entre ellas, los termómetros son posicionados en la jaula meteorológica.

La unidad internacional de la temperatura es el Kelvin (K). En meteorología se utiliza mas el °C (0°C = +273,16K). Los anglófonos conservan aun el grado Fahrenheit (°F). La relación de conversión es la siguiente:

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

Los rayos solares atraviesan la atmósfera sin que el aire absorba una cantidad apreciable del calor de aquellos. Pero, en cambio, la radiación solar es absorbida por la tierra, la cual a su vez calienta por contacto las capas inferiores de la atmósfera, y éstas luego transmiten su calor a las capas más altas, en virtud de las corrientes de convección que se establecen. Así pues, en general, las capas bajas de la atmósfera se hallan a mayor temperatura que las situadas encima de ellas y, por tanto, la temperatura del aire, igual que la presión, disminuye con la altitud. Esta afirmación puede tomarse como cierta para los 11 ó 12 primeros kilómetros de la atmósfera, siendo la disminución (gradiente) de unos 0,65° C. por cada 100 m. de aumento en la altura.

En las noches claras, el calor acumulado en la tierra durante el día es irradiado con gran rapidez, de modo que la capa más baja de la atmósfera se enfría antes que las de encima; entonces, la temperatura del aire en la proximidad de la tierra puede ser más baja que en otras capas más altas, invirtiéndose el "gradiente de temperatura", es decir, que ésta aumenta con la altitud.

(El gradiente térmico también puede ser de 1°C por cada 100m de altura en condiciones adiabáticas.)

III.2.1.1 Factores que intervienen en la temperatura del aire

La temperatura del aire sufre variaciones dependiendo de diversos factores, entre los que podemos destacar los siguientes:

- **El movimiento de Rotación de la Tierra sobre su eje que implica la Variación diurna de la temperatura**

Se define como el cambio de temperatura entre el día y la noche, producido por la rotación de la Tierra. Durante el día la radiación solar es, en general, mayor que la terrestre, por lo tanto la superficie de la Tierra se torna más caliente. Durante la noche, en ausencia de la radiación solar, sólo actúa la radiación terrestre, y consecuentemente, la superficie se enfría. Dicho enfriamiento continúa hasta la salida del sol. Por lo tanto, la temperatura mínima ocurre generalmente poco antes de la salida del sol.

- **El movimiento de traslación de la Tierra alrededor del sol provoca Variación estacional de la temperatura**

Esta variación se debe a la inclinación del eje terrestre y el movimiento de traslación de la Tierra alrededor del sol. El ángulo de incidencia de los rayos solares varía, estacionalmente, en forma diferente para los dos hemisferios. El hemisferio norte es más cálido en los meses de junio, julio y agosto, en tanto que el hemisferio sur recibe más energía solar en diciembre, enero y febrero.

- **El ángulo de incidencia de la radiación solar que provoca la Variación con la latitud**

La mayor inclinación de los rayos solares en altas latitudes, hace que éstos entreguen menor energía solar sobre estas regiones, siendo mínima dicha entrega en los polos. Sin embargo, en el Ecuador los rayos solares llegan perpendiculares, siendo allí máxima la entrega energética.

- La naturaleza de la superficie de incidencia de la radiación solar

La distribución de continentes y océanos produce un efecto muy importante en la variación de la temperatura, debido a sus diferentes capacidades de absorción y emisión de la radiación. Las grandes masas de agua tienden a minimizar los cambios de temperatura, mientras que los continentes permiten variaciones considerables en la misma. Sobre los continentes existen diferentes tipos de suelo: Los terrenos pantanosos, húmedos y las áreas con vegetación espesa tienden a atenuar los cambios de temperatura, en tanto que las regiones desérticas o áridas permiten cambios grandes en la misma.

- La naturaleza de la radiación solar

En la troposfera, la temperatura decrece con la altura. Este decrecimiento se define como Gradiente vertical de Temperatura y es en promedio de $6,5^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$. Sin embargo, ocurre a menudo que se registra una **Inversión de temperatura**. Durante la noche la Tierra irradia (pierde calor) y se enfría mucho más rápido que el aire que la circunda; entonces, el aire en contacto con ella será más frío mientras que por encima la temperatura será mayor. Otras veces se debe al ingreso de aire caliente en algunas capas determinadas debido a la presencia de alguna zona frontal.

III.2.2 La Humedad atmosférica

El punto de partida más conveniente para el análisis de la humedad atmosférica es el concepto de *ciclo hidrológico*

III.2.2.1 El ciclo hidrológico

Es la expresión de la circulación global del agua entre la superficie terrestre, los océanos y la atmosfera. Sus componentes son: evaporación, transpiración, condensación, precipitación, acumulación, infiltración y escorrentía.

De las masas de agua oceánicas y continentales se desprende constantemente vapor de agua debido al calentamiento solar, y se incorpora a la atmosfera donde es desplazado por los cinturones de viento del planeta. Al enfriarse, el vapor de agua se condensa en minúsculas gotitas formando la niebla y las nubes, de las cuales se desprende lluvia, nieve o granizo. Durante su caída, parte de la precipitación puede ser de nuevo evaporada y mantenerse en el aire; el resto regresa a los océanos y continentes. La fracción de agua que cae sobre las tierras emergidas se almacena

temporalmente en el suelo siguiendo varios caminos: una parte queda retenida en la superficie (almacenamiento superficial) y vuelve pronto a la atmosfera en forma de vapor (surcos y charcos) o permanece como reservorio largo tiempo (los glaciares); otra parte circula sobre la superficie del terreno (escorrentía superficial), formando los ríos que llevan el agua a lagos o al mar; el agua restante penetra en el suelo (infiltración) a través de poros, agujeros y fisuras, donde circula lentamente (Escorrentia subterránea) antes de salir al exterior por movimiento ascendente de capilaridad o por alcanzar ríos y océanos.

Este movimiento continuo del agua y su constante transformación configuran un proceso dinámico y complejo donde el equilibrio entre la humedad que sale de la superficie terrestre como vapor y la que regresa como liquido se mantiene.

Las transferencias del agua entre la Tierra y la atmosfera se establecen según un doble circuito: uno sobre los océanos donde el agua evaporada sobrepasa el volumen de agua precipitada, y otro sobre los continentes donde las precipitaciones superan a la evaporación; el equilibrio entre ambos se establece por advección horizontal de vapor desde los océanos a los continentes y el retorno del agua hacia los océanos por escorrentía superficial o subterránea.

El ciclo constituye un sistema abierto, con entradas y salidas, flujos reguladores y almacenes, todos unidos entre sí, y movidos por la energía solar que favorece la evaporación y por la gravedad que favorece la precipitación y la circulación del agua hacia las partes más bajas.

La humedad o el estado higrométrico es el término genérico que indica el contenido de agua del aire.

El agua tiene la particularidad de estar presente en la atmósfera bajo tres formas diferentes: líquida, sólida y gaseosa.

Los cambios de estados físicos del agua son acompañados de intercambio de energía o del calor.

Los cambios de estados que van acompañados con una **absorción del calor** son:

La fusión es el paso del estado sólido a líquido,

La Vaporización es el paso del estado líquido a gaseoso y

La Sublimación es el paso del estado sólido a gaseoso.

Los cambios de estados que van acompañados con una **liberación de energía** son:

La Solidificación es el paso del estado líquido al sólido,

La Condensación o licuefacción es el paso del estado gaseoso al líquido y

La condensación sólida es el paso del estado gaseoso a sólido

La atmósfera terrestre contiene cantidades variables de agua en forma de vapor. La mayor parte del mismo se encuentra en los primeros kilómetros de la troposfera. Procede de diversas fuentes terrestres gracias al fenómeno de la evaporación y es ayudado por la radiación solar y por la temperatura propia de la tierra.

El vapor de agua que se encuentra en la atmósfera proviene, principalmente, de la evaporación de los mares. Este proceso se realiza solamente en la superficie del líquido y a cualquier temperatura aunque, en igualdad de condiciones, este fenómeno es acelerado cuanto mayor es la temperatura reinante.

Evaporación, Transpiración y Evapotranspiración

a) Evaporación

Es el cambio de estado del agua de líquido a vapor, y tiene lugar siempre que se aporte la energía necesaria para vencer la atracción intermolecular de las partículas de agua.

En estado sólido las moléculas de agua se hallan mutuamente atraídas por las fuerzas de cohesión interna y mantiene distancias constantes, aun cuando existe siempre cierta vibración. Al añadir, el movimiento aumenta y las moléculas se desplazan unas sobre otras o colisionan entre sí, y no hay ya posiciones fijas: se ha alcanzado el estado líquido. Si la energía calorífica se incrementa, la agitación de las moléculas es mayor y algunas de ellas adquieren velocidades superiores a las que en promedio tienen las restantes; en este caso, si están próximas a la superficie libre, pueden vencer la fuerte barrera que presenta la tensión superficial y pasan al aire convertidas en partículas de vapor.

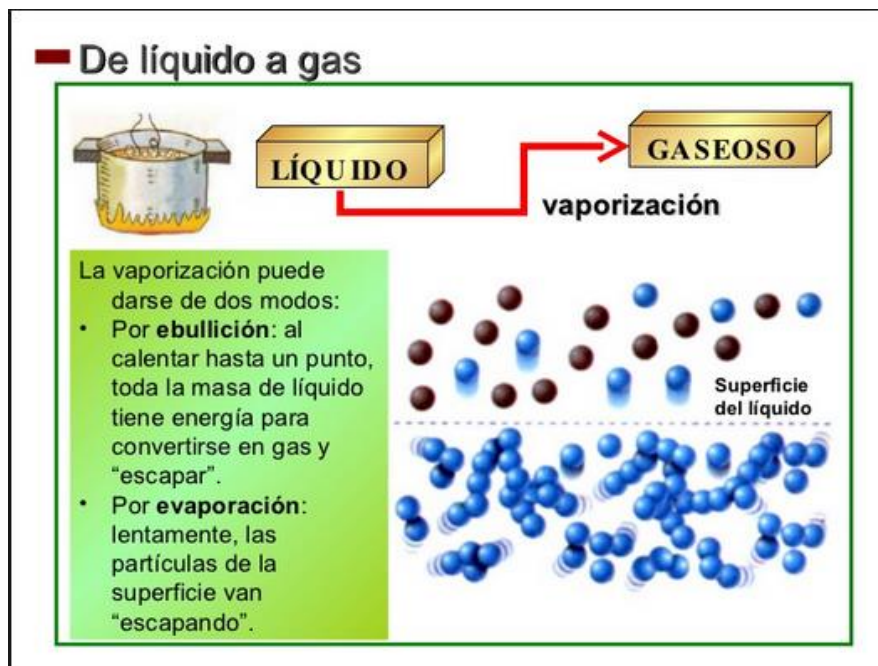


Fig 12: El proceso de evaporación

b) La Transpiración

Es la emisión o pérdida de agua de las plantas, en forma de vapor, en el desarrollo de sus funciones vitales. El proceso supone la extracción de agua del suelo por las raíces, pasando a través de estas, para finalmente ser transferidas al exterior por las membranas de las células superiores, principalmente por los pequeños poros de las hojas que llamamos estomas.

La transpiración está controlada por las características de la propia planta y de las condiciones de la humedad del suelo y atmosféricas. En principio, y como es lógico, su intensidad está ligada a la especie vegetal y a la superficie foliar: los árboles de hojas caduca, por ejemplo, dejan de transpirar casi por completo durante el invierno; y algunas plantas de las regiones áridas pierden sus hojas en la estación seca para protegerse de la excesiva pérdida de agua. En este sentido, el agua adquiere un papel fundamental, porque en el momento en que esta disminuye, la vegetación se ve sometida a un progresivo déficit hídrico que puede conducir a su muerte. También es significativa la influencia de la temperatura, pues la transpiración se debilita con el frío y aumenta cuando los valores de aquella se elevan, aunque está subordinada a ciertos umbrales críticos: aproximadamente a los 30° la pérdida de agua disminuye, pero más allá de los 45° se recupera de nuevo, y en este caso los mecanismos de defensa se deterioran y la planta se marchita.

c) La Evapotranspiración

Es la pérdida de humedad del suelo por la evaporación directa y la transpiración de las plantas, es decir, la acción combinada de los procesos anteriores. En realidad es a menudo difícil separar uno de otro; donde quiera que la vegetación este presente ambos intervienen a la vez; de ahí la conveniencia de emplear el término evapotranspiración como el más apropiado, aunque la practica sea común englobarlos con el nombre de evaporación.

Entre otros factores condicionantes, la evapotranspiración está limitada por el agua disponible, lo cual obliga a diferenciar dos conceptos básicos desde el punto de vista climático: la **evapotranspiración real (ETR)** y la **evapotranspiración potencial (ETP)**. La primera hace referencia a la cantidad de agua realmente perdida; la segunda corresponde a la cantidad máxima de agua que el suelo puede perder bajo un clima de cobertura vegetal dado, suponiendo una cantidad de agua ilimitada sobre la superficie. ETR y ETP pueden ser iguales si en condiciones naturales el suelo está bien provisto de agua.

d) La Condensación

Es el proceso opuesto a la evaporación y la causa directa del rocío, la escarcha, la mierda, las nubes y todas las formas de precipitaciones. El cambio del estado del agua depende del equilibrio entre el volumen del aire, presión, humedad y temperatura, así por ejemplo, puede originarse la condensación por aumento del contenido de la humedad en la atmosfera, por un cambio conjunto de temperatura y volumen de aire, etc.; sin embargo, el parámetro físico mas importante es el descenso de la temperatura de agua: cuando la masa de aire se enfría por debajo de su punto de rocío, se satura, y el vapor de agua que contiene se transforma en líquido.

Los mecanismos de este enfriamiento en la atmosfera pueden ser varios: por mezcla de dos masas de aire a distintas temperaturas, por radiación o contacto con una superficie fría y por enfriamiento adiabático.

1. La mezcla de dos masas de aire húmedas a distintas temperaturas puede dar origen a una capa de aire que este saturada a la nueva temperatura, produciendo nubes o niebla en ella.
2. El enfriamiento por contacto se produce con el aire húmedo descansa sobre una superficie fría entonces, la pérdida de calor del suelo por radiación enfría el aire adyacente, y si se alcanza la saturación el vapor se condensa en forma de rocío, escarcha o niebla. Estas circunstancias son propias de las noches frías del invierno con viento en calma y cielo despejado en las que es frecuente la formación de inversiones de temperatura o térmicas.

3. Cualquiera de estos mecanismos es capaz de originar la condensación del vapor de agua contenido en la atmosfera y desencadenar algunos de los fenómenos asociado a ella; pero los procesos de enfriamiento más efectivos capaces de provocar la saturación y, por tanto, la condensación son los debidos a la expansión adiabática, porque afectan de modo uniforme a grandes masas de aire. Ellos son los responsables de la mayor parte de la condensación presente en la atmosfera y de todas las precipitaciones abundantes.

III.2.3 Presión atmosférica y el viento

La presión se define como la intensidad de una fuerza por unidad de superficie. La presión, debida al peso del aire, se denomina presión atmosférica y su unidad de medida es la atmósfera, que es el peso de una columna de mercurio de 760 mm. de altura y 1cm² de sección, a la latitud de 45° y al nivel del mar.

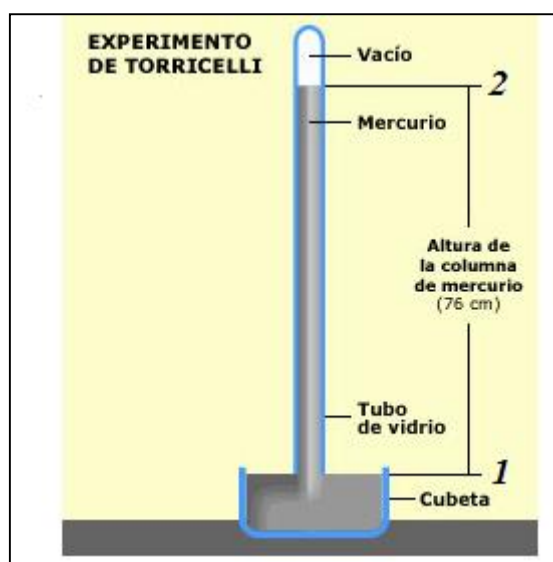


Fig 13: Experiencia de Torricelli

El sistema internacional utiliza el pascal (Pa) como unidad fundamental de presión. Se trata de una fuerza de intensidad 1 newton ejercida sobre una superficie de 1m². En Meteorología, la unidad utilizada es el hectopascal (hPa):

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa} = 1 \text{ milibar}$$

La presión atmosférica no es la misma siempre en un punto determinado, sino que puede sufrir variaciones de orden temporal y espacial.

a) Variaciones en el tiempo

Son muy frecuentes las oscilaciones diurnas de la presión atmosférica: presentan una amplitud más grande en las regiones intertropicales que en latitudes medias.

En las latitudes medias la presión atmosférica sobre el nivel del mar oscila generalmente entre 950 y 1050 hPa. El valor de 1013.25 hPa es el valor normal a ese nivel. El valor máximo de la presión sobre el nivel del mar es de 1083.5 hPa, observado en Siberia; y el valor mínimo, 867 hPa dentro de un ciclón en el pacífico.

b) variaciones en el espacio

❖ Distribución horizontal

La distribución horizontal de la presión juega un papel fundamental en la meteorología porque está íntimamente relacionada con los vientos. Todos los valores de presión medidos en cada punto son convertidos a un mismo nivel de referencia (el nivel del mar).

El análisis sobre los valores de presión se efectúa a partir del trazado de líneas isobaras, que por definición unen los puntos de igual valor de presión; lo que nos permite distinguir las diferentes estructuras isobáricas sobre una superficie horizontal:

- **Los Anticiclones**, zonas de alta presión;
- **Depresiones**, zonas de baja presión;
- **Dorsales**, ejes de altas presiones;
- **Vaguadas o Thalweg**, ejes de bajas presiones;
- **Collado barométrico o Col**, región con un gradiente bajo de presión similar a una silla de montar, limitada por dos depresiones y dos anticiclones situados de manera alternada formando una cruz;
- **Pantano barométrico**, depresión en la que el gradiente de presión horizontal asociado a ella es débil.

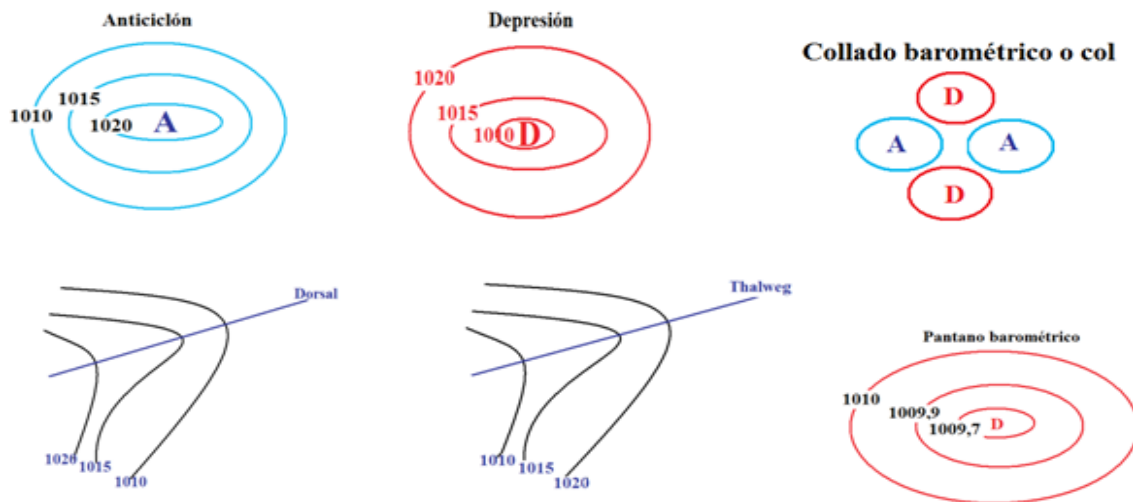


Fig 14: Diferentes estructuras que pueden hallarse en la distribución horizontal de las presiones

❖ Distribución Vertical

En el sentido vertical, la presión decrece con la altitud; y este decrecimiento no es constante en todo el perfil atmosférico: en las capas inferiores, la presión decrece en 1 hPa por cada 8 metros; cerca de la tropopausa, el decrecimiento es de 1 hPa por cada 60 metros.

La tasa de decrecimiento de la presión es más importante en el aire frío que en el seco. Al atribuir a cada altitud una temperatura fija equivalente a la media de temperaturas reales observadas, una ley de correspondencia ha sido establecida entre la presión y la altitud por razones de estudios altimétricos.

TABLA 2: variación de presión con la altitud

Presión(P) en hPa	Altitud(Z) en metros
1013,25	0
850	1450
700	3010
500	5570
400	7190
300	9160

200	11780
100	16180

III.2.4 El viento

El viento.- es el aire en movimiento. Este desplazamiento es consecuencia de las diferencias de presión y temperatura entre distintas zonas. El viento va de las zonas de alta presión a las de baja presión intentando igualarlas. Hay dos parámetros importantes relacionados con el viento: la velocidad, que nos indica si es fuerte o no, y su dirección.

Dirección y velocidad del viento

La dirección, depende directamente de la distribución de las presiones, pues aquel tiende a soplar desde la región de altas presiones hacia la de presiones más bajas.

Se llama **dirección del viento** el punto del horizonte de donde viene o sopla. Para distinguir uno de otro se les aplica el nombre de los principales rumbos de la brújula, según la conocida rosa de los vientos. Los cuatro puntos principales corresponden a los cardinales: Norte (N), Sur (S), Este (E) y Oeste (W). Se consideran hasta 32 entre estos y los intermedios, aunque los primordiales y más usados son los siguientes con su equivalencia en grados del azimut:

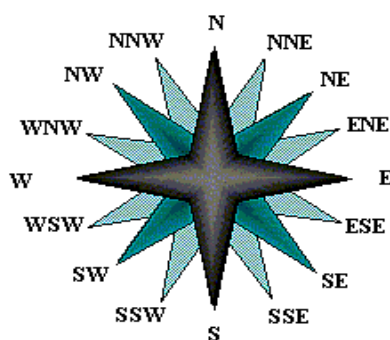
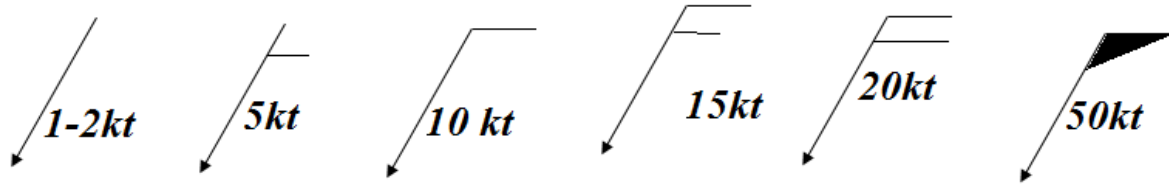


Fig 15: Rosa de los vientos

La velocidad del viento se expresa en metros/segundos, en nudos(kt) o en kilómetros/hora.

$$1\text{kt} = 1852 \text{ m/h} \approx 2\text{km/h} = 0,5 \text{ m/s.}$$

La velocidad del viento se representa por medio de una pluma (línea recta oblicua que señala hacia las bajas presiones en el extremo del asta del viento) Una barba vale 10 nudos, media barba 5 nudos y un triángulo lleno 50 nudos



La existencia de diferencias horizontales de presión sobre la superficie terrestre, es la causa de un movimiento compensatorio que desplaza aire desde las zonas de mayor presión (Anticiclones) hacia las zonas de menor presión (Depresiones). Este movimiento del aire se define como **Viento**. El aire, al moverse desde las altas presiones hacia las bajas presiones, no sigue una trayectoria rectilínea como sería normal sino espiral.

La rotación de La Tierra introduce un factor de inercia, llamado aceleración de Coriolis, que hace que las trayectorias en línea recta sean imposibles. Se produce una desviación en el movimiento del aire (viento) que sigue una dirección sensiblemente paralela a las Isobaras, aunque cruzándolas ligeramente por el efecto del rozamiento con la superficie terrestre. En las capas altas de la troposfera el viento es paralelo a las Isobaras, pues no existe rozamiento, y el viento recibe el nombre de viento geostrófico.

En el hemisferio Norte, el viento gira en sentido contrario al de las agujas del reloj alrededor de los centros de baja presión, lo que se conoce como circulación ciclónica, mientras los que giran a favor de las manecillas del reloj alrededor de los centros de altas presiones, se denominan circulación anticiclónica. Sin embargo, en el hemisferio Sur ocurre lo contrario.

El viento se mide en diferentes unidades, empleándose el metro por segundo en el Sistema Internacional de Unidades o bien su múltiplo, el kilómetro por hora, más utilizado en nuestro país. Para medir la dirección se toma el rumbo desde donde sopla el viento, a partir de los 16 rumbos de la rosa náutica o rosa de los vientos.

Los vientos pueden clasificarse en: dominantes, estacionales y locales.

- Vientos dominantes en nuestro ámbito tropical son los Alisios, que soplan aproximadamente de región Este durante todo el año en ambos hemisferios desde la faja de altas presiones subtropicales hacia la faja ecuatorial de bajas presiones.

- Vientos estacionales son sistemas de circulación que responden a la variación anual de las temperaturas entre mares y continentes. Los ejemplos típicos de estos vientos son los monzones.
- Vientos locales son los que se desarrollan en lugares específicos o zonas geográficas pequeñas, adquiriendo una propiedad característica del lugar. Unos se desarrollan como resultado del calentamiento desigual de la tierra y el mar; otros tienen su causa en el calentamiento y enfriamiento de laderas de montañas, brisas de montaña y valle; y un tercer grupo está relacionado con la deformación de las corrientes de aire al cruzar las cordilleras.
- **III.2.5 Sistema de Observación Meteorológica**
- Todas las observaciones realizadas por las estaciones meteorológicas, así como las efectuadas por los barcos, estaciones automáticas y de sondeos de la atmósfera, se consignan en mensajes cifrados que se basan en un código llamado código sinóptico. Las observaciones contenidas en estos mensajes son transmitidas desde las estaciones meteorológicas a los Centros Meteorológicos Nacionales (CMN), y de éstos a los Centros Meteorológicos Regionales (CMR), desde donde se transmiten hasta los Centros Meteorológicos Mundiales (CMM). De esta manera los datos meteorológicos circulan por todo el planeta en el breve espacio de una a dos horas después de que fueron observados o medidos.
- Todos los datos recopilados son observaciones sincrónicas, o sea, realizadas simultáneamente, en el mismo instante, sea cual sea el punto del planeta en que se encuentre la estación meteorológica. Para ello se emplea la hora Z o, lo que es igual, la Hora Universal Coordinada (UTC). Estos datos se difunden en sólo minutos a todos los centros meteorológicos del planeta para los diferentes análisis de diagnóstico y punto de partida de los pronósticos del tiempo.

TEMA IV. LA TERMODINAMICA DEL AIRE ATMOSFERICO

El aire es una mezcla mecánica de varios gases y de partículas sólidas y líquidas. Los gases como vapor de agua, dióxido de carbono, ozono son los que más afectan al balance radiativo de la atmósfera y, por otra parte, el vapor de agua tiene un papel fundamental en la termodinámica de la

atmosfera, ya que liberan y absorben grandes cantidades de energía en los procesos de condensación y evaporación.

La termodinámica se ocupa de los gases. En Meteorología se admite que el aire se comporta como una mezcla de dos gases perfectos “aire seco” y “vapor de agua”. Mezcla denominada “aire húmedo”

IV.1 Ecuación de estado de un gas perfecto

La ecuación de estado de un gas perfecto es la relación que liga los tres parámetros: presión, volumen y temperatura de un gas en equilibrio

$$PV = RT$$

Esta ecuación se reduce a una forma estándar, recurriendo a la ley de Avogadro, que dice que a igualdad de presión, volumen y temperatura, todos los gases tienen el mismo número de moléculas. La molécula-gramo o mol de cualquier gas en condiciones normales ($T = 0^{\circ}\text{C}$, $P = 760\text{mm Hg}$) tiene un volumen de 22.4 litros y contiene $N_a = 6.02 \times 10^{23}$ moléculas, siendo N_a el número de Avogadro. Si se combinan las leyes de Gay Lusac y Boyle, partiendo de un volumen V de un gas en condiciones normales V_0, P_0, T_0 y llevándolo a las condiciones P, V, T resulta:

$$\frac{PV}{T} = \frac{P_0 V_0}{T_0}$$

IV.2 Ley de Dalton

Se puede considerar el aire en condiciones normales como un gas perfecto constituido de dos gases: el aire seco y el vapor de agua. El aire atmosférico responde a la ley de Dalton que dice:

“La presión total de una mezcla de gases es igual a la suma de presiones parciales de cada uno de los constituyentes”:

$$P = P_1 + P_2$$

P es la presión total de la mezcla

P_1 y P_2 son las presiones parciales de los constituyentes de la mezcla.

En un volumen de aire atmosférico, la presión total es la suma de presiones parciales del aire seco y del vapor de agua. Donde la presión ejercida por el vapor de agua es denominada **Tensión de vapor de agua (e)**.

En una mezcla de aire seco y vapor de agua en un volumen cerrado donde se inyecta agua líquida, se observa en un primer momento que esta agua se evapora haciendo crecer el parámetro **e** (la tensión o presión parcial de vapor de agua). Una vez alcanzado el nivel de saturación, la tensión de vapor de agua (**e**) deja de crecer permaneciendo igual a $e_w(t)$ (tensión de vapor de agua saturada). Este valor corresponde a la máxima cantidad de vapor de agua susceptible de estar contenida dentro del volumen.

En definitiva la tensión de vapor de aire del aire saturado e_w representa el valor máximo que puede alcanzar la tensión de vapor de agua **e** en una masa de aire.

La evaporación cesa cuando **e** del vapor de agua del aire en contacto con el líquido llega a ser igual a la tensión máxima e_w correspondiente a la temperatura del líquido.

IV.3 Relación de Mezcla,

Una masa de aire húmedo que ocupa un volumen V a la temperatura T bajo una presión P , está constituida de una masa de aire seco m_a y una de vapor de agua m_v . La razón de mezcla del aire húmedo es por definición la relación de m_v con respecto de m_a ; y se expresa en gramos de vapor de agua por gramo de aire seco

$$r = \frac{m_v}{m_a}$$

De esta relación se obtiene la relación fundamental considerando que

$$R_a = 287,05 \text{ J/Kg.}^\circ\text{K y } R_v = 461,5 \text{ J/Kg.}^\circ\text{K}$$

$$r = 0,622 \frac{e}{P - e}$$

e : La presión parcial del vapor de agua

$P - e$: La presión parcial del aire seco

IV.3 La Temperatura Termodinámica del Punto de Rocío t_d

Si una masa de aire se enfría lo suficiente, alcanza una temperatura llamada temperatura termodinámica del punto de rocío, por debajo de la cual no puede mantener toda su humedad en estado de vapor y éste se condensa, convirtiéndose en líquido, en forma de gotitas de agua. Si la temperatura es lo suficientemente baja se originan cristales de hielo.

El punto de rocío hace alusión al momento en que empiezan aparecer las primeras gotitas de agua, y la temperatura que tiene la masa de aire en este momento es **la Temperatura Termodinámica del Punto de Rocío**

IV.4 El Aire Húmedo y El aire Saturado.

El aire es considerado húmedo, si contiene el vapor de agua pero sin ser saturado. Cuando una masa de aire contiene la máxima cantidad de vapor de agua admisible para una determinada temperatura, es decir, que la humedad relativa llega al cien por cien, se dice que el aire está saturado. Si estando la atmósfera saturada se le añade más vapor de agua, o se disminuye su temperatura, el sobrante se condensa. Cuando el aire contiene más vapor de agua que la cantidad que tendría en estado de saturación, se dice que está **sobresaturado**.

Los parámetros que indican el contenido de humedad de una masa de aire atmosférico húmedo son los siguientes:

IV.4.1 Humedad Absoluta H

La humedad absoluta se refiere a la cantidad total de vapor de agua que se encuentra en el aire. La cantidad de vapor de agua que puede haber en un volumen determinado de aire varía con los cambios de temperatura. El aire caliente puede contener más cantidad de vapor que el aire frío. Cuanto más alta sea la temperatura del aire, más vapor de agua puede contener. Esto implica que cuando la temperatura disminuye, la humedad aumenta. Lo que explica que la humedad aumente generalmente por la noche.

IV.4.2 Humedad Relativa U

La humedad relativa es la cantidad de vapor de agua que hay en el aire con relación a la máxima que puede tener a una determinada temperatura.

$$U = 100 \frac{e}{e_w(t)}$$

IV.4.3 Humedad específica q

Se trata del valor en masa del vapor de agua en el seno de una masa de aire: consideremos una masa de vapor de agua m_v y una masa de aire seco m_a en el seno de una de aire;

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a}$$

IV.4.4 Temperatura Virtual Tv

Es la temperatura que es necesaria aportar a una masa de aire absolutamente seca para que tenga la misma densidad que el aire húmedo.

$$T_v = (1+0,608r) T$$

IV.4.5 Principales transformaciones del aire atmosférico.

Las transformaciones que experimentan las partículas atmosféricas se asimilan según el caso a dos tipos principales:

- **Transformaciones Isobáricas:** son las que sufre una partícula atmosférica en el curso de un proceso durante el cual la presión atmosférica no cambia. El calentamiento matutino y el enfriamiento nocturno se pueden considerar como transformaciones isobáricas.
- **Transformaciones Adiabáticas:** aquellas en el curso de las cuales el intercambio de calor entre la partícula y el resto de la atmosfera es nulo ($dQ = 0$). Esencialmente son las

compresiones y expansiones verticales experimentadas por las partículas atmosféricas durante sus movimientos.

TEMA V. ESTABILIDAD E INESTABILIDAD DEL AIRE ATMOSFÉRICO

Los movimientos verticales del aire tienen una gran importancia en los estudios meteorológicos, ya que influyen considerablemente en la formación y la evolución de las nubes. Estos movimientos pueden conducir al enfriamiento o al calentamiento de las partículas atmosféricas y contribuir así al contenido higroscópico del aire.

La atmósfera se encuentra en equilibrio, como cualquier estado de equilibrio, ésta puede encontrarse en un estado de equilibrio estable, inestable o indiferente

V.1 Estudio de los diferentes Estados de Equilibrio

Una partícula, supuestamente en equilibrio, es movida de su posición, si ella tiende a revenir a su posición inicial, está en un estado de equilibrio estable. Si al contrario, se aleja cada vez más de su posición inicial, se encuentra en un estado de equilibrio inestable. Si en definitiva se queda en el mismo nivel en que ha sido llevada, está en equilibrio indiferente.

Existe un caso particular en la atmósfera; puede haber estabilidad para los pequeños desplazamientos verticales e inestabilidad para las perturbaciones suficientemente importantes. Es el equilibrio condicional que da lugar a la inestabilidad selectiva. (Fig.)

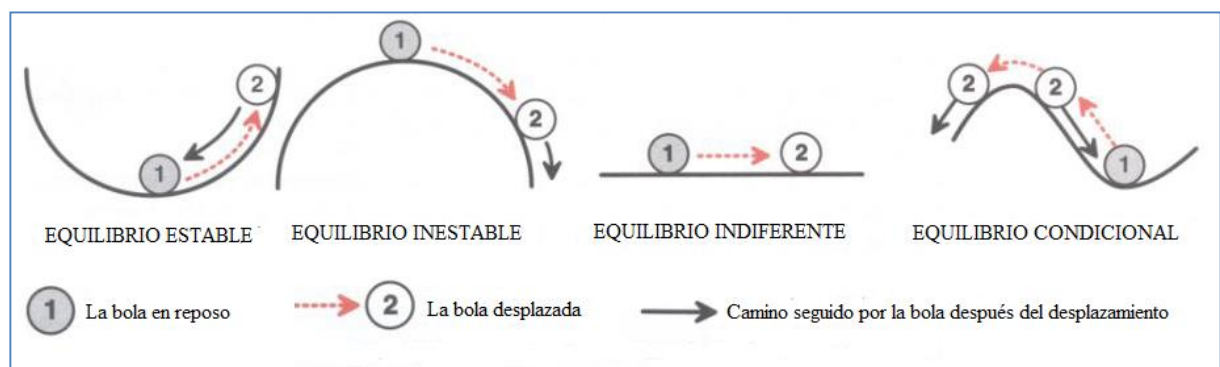


Fig 16. Diferentes tipos de equilibrios en la mecánica clásica

V.2 Hipótesis de la Partícula atmosférica

Esta hipótesis consiste en comparar en un mismo nivel la temperatura de aire del medio exterior a la partícula y la temperatura que tendría una partícula de aire cuando es llevada de un nivel inferior o a un nivel superior.

Considerando una partícula de aire, masa $m=1$ saturada o no, situada en una altitud z_0 donde la presión es P_0 , la temperatura T_0 y la densidad ρ_0 .

Elevando esta partícula a una altitud $Z = Z_0 + \Delta Z$ (siendo ΔZ la más pequeña variación de altitud).

En esta altitud las características del aire del medio son: P , T , ρ y las de la partícula son: P , T' y ρ' .

La partícula está sometida a la influencia de dos fuerzas verticales (Fig.):

- Su peso $\pi = mg = g$ (para $m = 1$)
- La fuerza de Arquímedes (el empuje de Arquímedes) A , siendo su intensidad igual al peso del aire del medio desplazado.

$$\begin{aligned} |\vec{A}| &= Mg \text{ (siendo } M \text{ la masa del aire desplazado)} \\ M &= \rho V \text{ (siendo } V \text{ el volumen del aire desplazado)} \\ V &= \frac{m}{\rho'} = \frac{1}{\rho'} \text{ (para } m = 1) \text{ donde } |\vec{A}| = \frac{\rho}{\rho'} g \end{aligned}$$

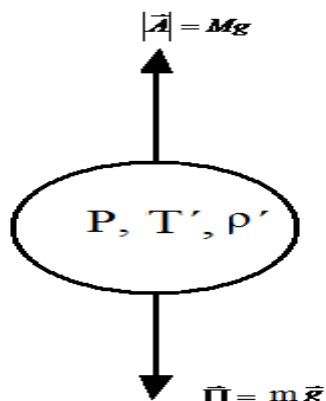


Fig 17. Principio de Arquímedes

- Si la intensidad de la fuerza de Arquímedes es superior a la del peso de la partícula, la partícula se dirigirá hacia arriba y se alejará de su posición inicial, En este caso se habla de INESTABILIDAD (Equilibrio inestable)
- Si $|\vec{A}| < |\vec{\Pi}|$ la partícula es dirigida hacia abajo y vuelve a su posición inicial. En este caso hay ESTABILIDAD (Equilibrio estable).

- Si $|\vec{A}| = |\vec{\Pi}|$ la partícula se queda en la posición donde ha sido abandonada. En este caso se habla de INDIFERENCIA (Equilibrio indiferente).

Estos criterios pueden resumirse comparando las temperaturas T y T' :

Sea T' la temperatura de la partícula y T la temperatura del aire del medio:

$T' > T$ **Inestabilidad**

$T' < T$ **Estabilidad**

$T' = T$ **Indiferencia**

V.3 Las Nubes: Formación y Tipos

Una nube es un conjunto de finas partículas de agua en estado líquido o en estado sólido (cristales de hielo) que forman masas de espesor, color y formas variables.

Las gotas de agua que forman las nubes son esféricas y muy pequeñas (entre 0,004 y 0,1mm). Estas gotas se encuentran suspendidas en el aire y sometidas a corrientes ascendentes y otras fuerzas, de tal forma que se encuentran en constante movimiento dentro de la nube, chocando unas con otras y agrupándose entre ellas. Según las condiciones atmosféricas existentes, se puede producir un aumento de su espesor hasta el punto de que su peso supere las fuerzas ascendentes y caigan hacia la tierra en forma de precipitación.

V.3.1 Formación de las Nubes

La formación de las nubes depende de la inestabilidad atmosférica y del movimiento vertical, pero también está gobernada por los procesos a pequeña escala.

El principal método para lograr el proceso de condensación consiste en enfriar una masa húmeda de aire para conseguir su punto de rocío. Y este proceso es el que da lugar a la formación de nubes, pues el aire caliente que se encuentra en las capas bajas se enfría al ascender a cotas superiores. Al alcanzar la temperatura de punto de rocío ya no puede retener toda su humedad en forma de vapor, que se condensa rápidamente. Las causas que provocan este enfriamiento son diversas.

❖ El efecto Barrera y el efecto Foehn

Una corriente de aire puede ser forzada a ascender cuando encuentra una pronunciada elevación de terreno en su camino, ya sea una montaña o una cordillera. El flujo de aire es perturbado de tal manera que sube a la altura suficiente para sortear el obstáculo. Al elevarse se enfría y condensa, dando lugar al nacimiento de nubes, principalmente cúmulos y altocúmulos, que adoptan muchas veces la forma lenticular. (Efecto barrera o efecto obstáculo). Además del efecto obstáculo que representa la montaña para la corriente de aire que ha de sortearla, también es una fuente de calor que contribuye a la ascensión del aire, pues la superficie bañada por el sol está más caliente que las capas atmosféricas que se hallan en la misma altitud. Una vez se ha iniciado el movimiento de subida, el flujo de aire que tropieza con la montaña se calienta y acelera su movimiento ascensional, dando lugar a la formación de grandes nubes, algunas veces de cumulonimbus o nubes de tormenta. Esto tiene como consecuencia la presencia de precipitaciones la parte delantera de la montaña expuesta al viento y un aire calido y seco detrás de la misma (Efecto Foehn). Las nubes originadas de esta manera se designan como nubes orográficas. (Fig.)

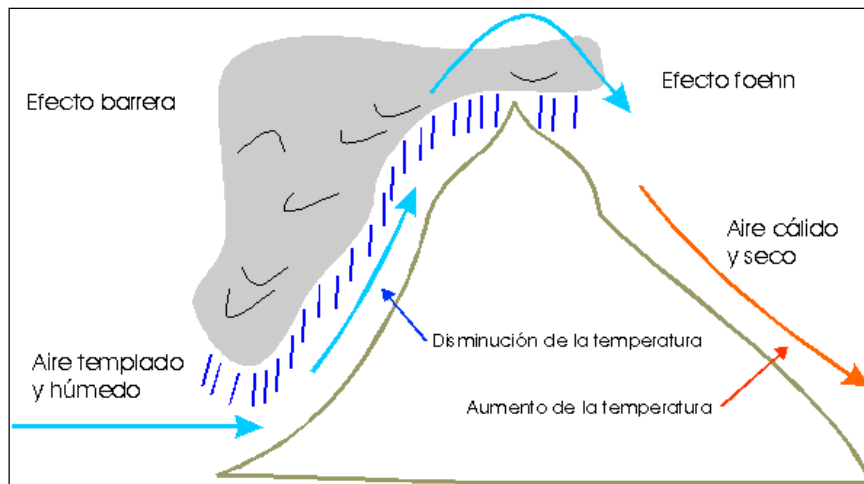


Fig 18. El efecto barrera y el efecto foehn

❖ El frente

Una corriente de aire también puede elevarse cuando dos masas de diferentes tipos de aire se encuentran, o sea, cuando una masa de aire caliente tropieza con una "montaña" de aire frío, formando lo que se denomina un frente, que es el límite que separa una región de aire caliente de una de aire frío. Si esas dos masas se mueven a distintas velocidades, la más cálida se desliza sobre el frente, ascendiendo a niveles superiores. Por este procedimiento, algunas veces llegan a alcanzar cotas de miles de metros. A medida que el aire va elevándose hacia la cima del frente, se

van formando distintos tipos de nubes, siendo más espesas cuanto más cerca están del suelo y dan lugar a lluvia o nieve en la parte más baja. Este sistema puede designarse como frontal o ciclónico.

❖ Convección

Además el aire también puede elevarse por sí mismo al calentarse, dando lugar a las corrientes de convección. Este proceso es muy corriente en los días calurosos de verano, pues el aire cercano al suelo se calienta rápidamente a causa del calor desprendido por la tierra y el irradiado por el Sol, por lo que se vuelve más liviano que el que le rodea y asciende. Esto da lugar especialmente a cúmulos, pero cuando las corrientes de convección son fuertes o penetrantes, se forman los cumulonimbos o nubes de tormenta, tan característicos del verano.

V.3.2 Clasificación de las Nubes

Las nubes están en continua evolución. Sus aspectos, formas, localizaciones y sus evoluciones en el tiempo hasta sus eventuales significados meteorológicos son muy variados. Una clasificación que comprende subdivisiones en géneros, especies y variedades ha sido establecida y adoptada por la Organización Mundial de la Meteorología (OMM). Aquí trataremos de representar los 10 géneros que excluyen mutuamente teniendo en cuenta su altitud.

TABLA 3 Clasificación de las nubes

Nivel/Género	Región polar	Latitud media	Región tropical
Superior: Cirros C_H Cirrocumulos Cirrostratos	De 3 a 8 Km	5 a 13 Km	De 6 a 18 Km
Medias: Altocumulos C_M Altoestratos Nimbostratos	De 2 a 4 Km	De 2 a 7 Km	De 2 a 8 Km
Bajas: Cúmulos C_L Cumulonimbos Estratocumulos Estratos	De la superficie a 2 Km		

Se puede establecer una clasificación atendiendo a la altitud en que se encuentran las nubes: las nubes Altas CH (de 3 a 18 km, según la latitud), las nubes Medias CM (de 2 a 8 km, según la latitud) y las nubes Bajas CL (de la superficie a 2 km,) tal como se puede observar en la tabla anterior. También las nubes pueden clasificarse atendiendo a su aspecto o forma (Luke Howard en 1803) en:

Cirriforme

Forma de plumero de color blanco y aspecto fibroso. Son nubes altas y formadas por cristales de hielo. Incluyen a los cirros, cirroestratos y cirrocúmulos

Cirros



Cirrostratos



Cirrocúmulos



Estratiforme

Aparecen en forma de capas grises que cubren uniformemente el cielo. Su espesor es muy superior a su dimensión horizontal. Incluyen a los estratos, nimbostratos, altostratos y cirrostratos.

Estratos



Nimbostratus



Altostratos



Estratocúmulos



Cumuliforme

Son nubes de evolución vertical, con la base plana y aspecto de algodón. De color blanco y aspecto denso. Incluyen a los cúmulos, estratocúmulos, cumulonimbos, altocúmulos y cirrocúmulos

Cúmulos



Cumulonimbos



Alto cumululos



TEMA VI. FENOMENOS METEOROLOGICOS

Un fenómeno natural es un cambio de la naturaleza que sucede por sí solo. Son aquellos procesos permanentes de movimientos y de transformaciones que sufre la naturaleza y que pueden influir en la vida humana (epidemias, condiciones climáticas, desastres naturales, etc).

Tipos de Fenómenos meteorológicos

Los fenómenos meteorológicos más comunes son:

VI.1 La Lluvia:

En las nubes hay pequeñas gotas de agua que normalmente miden entre 8 y 15 μm de diámetro, dependiendo del tipo de nube. Cuando estas gotas crecen y superan los 0,1 mm caen en forma de precipitación. Así pues, **la lluvia es la caída o precipitación de gotas de agua que provienen de la condensación del vapor de agua en la atmósfera.** Las gotas de lluvia caen en virtud de su peso, y lo hacen a una velocidad que varía entre 4 y 8 m/seg., según sea el tamaño de las mismas y la influencia del viento. Su tamaño oscila entre 0.7 y 5 mm. de diámetro.

La lluvia se clasifica según su forma de presentarse e intensidad en:

Llovizna: Cuando las gotas que caen son menudas, con un diámetro inferior a 0.5 mm. y se presenta de una forma pulverizada, como flotando en el aire.

Lluvia: Si es continua, regular y el diámetro de sus gotas es superior a 0.5 mm. Es propia de las nubes St y Sc

Chubasco: Si cae de golpe, con intensidad, y en un intervalo de tiempo pequeño.

Tromba: Si cae tan violenta y abundantemente que provoca riadas e inundaciones.

Nombre	Descripción	Tipo de nubes
--------	-------------	---------------

Llovizna	Cuando las gotas que caen son menudas, con un diámetro <0.5 mm. y se presenta de una forma pulverizada, como flotando en el aire.	Ns, As
Lluvia	Si es continua, regular y el diámetro de sus gotas es >0.5 mm. St, Sc	St, Sc
Chubasco	Si cae de golpe, con intensidad, y en un intervalo de tiempo pequeño.	Cb
Tromba	Si cae tan violenta y abundantemente que provoca riadas e inundaciones.	



VI.2 La Niebla

La niebla es otro de los fenómenos producidos por la condensación del vapor de agua atmosférico. En realidad, es una nube tan baja que toca el suelo. Tanto la niebla como la nube consisten, en esencia, en un conjunto de gotitas dispersas en el aire. Las diferencias existentes entre ambas formaciones son la altitud a la que cada una se origina, y que las nubes contienen cristalitos de hielo.

La niebla, pues, está constituida por gotitas de agua tan microscópicas que flotan en el aire, reduciendo la visibilidad cuanto más juntas están, es decir, cuanto más espesa es la misma. La niebla se forma al enfriarse el aire que está en contacto con la tierra o el mar. Al igual que las nubes, el exceso de vapor se condensa en gotitas de agua gracias a los núcleos de condensación. Existen

dos maneras de que se enfríen esas masas de aire, lo cual origina dos tipos distintos de nieblas: la niebla por convección y la niebla por radiación.

VI.2.1 La niebla por convección,

La masa de aire se traslada de una superficie caliente hacia otra más fría, con lo que su temperatura disminuye. Las nieblas marinas se forman, generalmente, por este procedimiento, y aparecen cuando una masa de aire caliente y húmeda se encuentra o cruza una corriente fría. El aire sufre, entonces, un brusco enfriamiento, alcanzando el punto de rocío, y el vapor de agua que contiene se condensa sobre los núcleos de condensación, partículas de sal en este caso. La niebla tropical, que es el tipo más corriente en alta mar, se origina por un enfriamiento progresivo del aire húmedo procedente de los trópicos, a medida que avanza hacia latitudes menos calurosas.



VI.2.2 La niebla por radiación

Se forma sobre tierra firme, al enfriarse ésta por la noche, principalmente en las noches claras y serenas, al no haber nubes que actúen como capa aislante. Al perder la tierra parte de su calor por radiación, se enfría muy rápidamente, haciendo lo mismo las capas inferiores de aire que están en contacto con su superficie. De esta manera, si no sopla viento, la masa de aire enfriada queda "encerrada" o "atrapada", pues el aire más cálido que se encuentra encima impide su ascensión. Si la masa de aire atrapada contiene vapor de agua suficiente, se origina la niebla.

Con la formación de la niebla se produce el fenómeno llamado inversión de la temperatura. La temperatura de la atmósfera, en sus capas inferiores, disminuye con la altitud, pero cuando se enfría la superficie terrestre se produce una perturbación en la distribución de temperaturas. En este caso, la temperatura aumenta con la altura hasta un determinado punto, en que comienza a descender y sigue la escala normal. A cierta altura, pues, tiene lugar la inversión de la temperatura. Las nieblas siempre se forman por debajo del nivel de la inversión de la temperatura.



Un factor primordial para que se forme la niebla por radiación consiste en que el aire ha de estar estancado, prácticamente en calma, pues un poco de brisa o viento es suficiente para disipar el aire encerrado bajo la capa de inversión, haciendo que se mezcle con el más caliente de las zonas superiores.

En cuanto a la llamada niebla de montaña, casi siempre es una nube baja en contacto con montañas altas. En otros casos, este tipo de niebla se forma en las laderas de los montes que dan al mar, al enfriarse el aire más caliente procedente del mismo.

VI.3. La Nieve:

Es un fenómeno meteorológico que sólo se produce cuando la temperatura de la atmósfera es inferior a 0° grados centígrados. Esto provoca que las pequeñas gotas de lluvia de las nubes se congelen y formen cristales de hielo que precipitan sobre la tierra en forma de copos. La

probabilidad de que nieve en un lugar determinado está condicionada también por la situación geográfica.

Así se puede decir que a mayor altitud, mayor posibilidad de que nieve, y a mayor cercanía al Ecuador, menor posibilidad de que nieve.



VI.4 El Viento:

Este fenómeno atmosférico se debe a los movimientos de aire provocados por las diferencias de temperatura y presión atmosférica. Al calentarse el aire, se dilata, se hace menos pesado y tiende a elevarse sobre las masas de aire frío. Existen, además, tipos de vientos propios de lugares determinados que se producen a consecuencia de ciertas características geográficas y climatológicas del lugar



VI.5 Depresión Tropical o tormenta tropical:

Es un centro bien definido de baja presión con vientos entre 63 y 118 Km/h cerca de su centro. Se forman en áreas oceánicas, originan fuertes precipitaciones y en tierra pueden ocasionar inundaciones desplazamientos en terrenos montañosos. Cuando los vientos superan los 118 Km/h pasa a ser un ciclón tropical o huracán.

VI.6 El Ciclón: definición

Ciclón: es el nombre genérico que se le da al viento huracanado que se traslada girando a gran velocidad, donde la presión disminuye en su interior y adquiere una circulación rotacional organizada en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido opuesto en el hemisferio sur.

Ciclón Tropical o Huracán es un centro de baja presión con vientos circulares muy fuertes (más de 118 Km/h) que se desplazan girando en forma de espiral acareando enormes cantidades de humedad.

VI.6.1 Clasificación de los ciclones tropicales

Los EEUU utiliza la escala de la intensidad de huracán de **Saffir-Simpson** en las cuencas del Atlántico y del Pacífico del noreste para estimar el potencial de inundación y de daños causados: En los de

Categoría 1, los vientos oscilan entre 119 y 153 km/h y producen daños mínimos, principalmente en árboles y casas móviles, anuncios mal instalados y en estructuras pequeñas.

Categoría 2 tienen sus intervalos de vientos entre 154-177 km/h

Categoría 3 tienen sus intervalos de vientos entre 178 a 209 km/h.

Categoría 4 se sitúa en la zona alta del intervalo de 210-249 que define esa intensidad de huracanes. Según esta escala, sus daños, como se ha comprobado, son extremos y por último

Categoría 5 sus vientos son superiores a 250 Km/h.

Categoría	Velocidad de los vientos
Cat. 1	118 a 153 km/h
Cat. 2	154 a 177 km/h
Cat. 3	178 a 209 km/h
Cat. 4	210 a 249 km/h
Cat. 5	250 km/h



VI.6.2 Formación y evolución de un ciclón tropical:

Se forman en verano en las áreas de latitudes oceánicas comprendida entre 10° y 30° Norte y Sur respectivamente con excepción del área sur del ecuador en el Atlántico, su diámetro está comprendido entre 80 y 1800 Kms. con gradiente bórico pronunciado y corrientes convectivas que producen cumulonimbos, fuertes lluvias, chaparrones y tormentas eléctricas. La principal fuente de energía proviene del vapor de agua y de la fuerza de Coriolis debida a la rotación de la tierra.

La trayectoria normal de los huracanes es hacia el oeste pero al avanzar su dirección va cambiando gradualmente hacia el noroeste hasta llegar a una latitud entre los 20° y 30° donde los vientos predominantes del oeste hacen que el Huracán pierda velocidad y comience a desplazarse sobre corrientes marinas frías donde este comienza a perder fuerza y baje a Tormenta, Depresión y disiparse o convertirse en un ciclón extratropical.

Cuando las temperaturas de la superficie del mar superan los 27°C en un espesor de 50m los ciclones tropicales se van a formar en diferentes lugares en diferentes meses del año, por lo general en la época más calurosa. Los huracanes ocurren en todas las áreas oceánicas tropicales

excepto el Atlántico Sur y el Pacífico Sur. El huracán necesita mucho océano para cobrar fuerza y para nutrirse, y se mueve con la rotación de la tierra hacia el oeste.

En el siguiente cuadro representa los elementos presentes para que se forme un huracán o un ciclón.

Temperatura superior a 27°C	A esa temperatura, el agua del océano se está evaporando al nivel acelerado requerido para que se forme el sistema. Es ese proceso de evaporación y de la condensación eventual del vapor de agua en forma de nubes el que libera la energía que le da la fuerza al sistema para generar vientos fuertes y lluvia.
Humedad	Como el huracán necesita la energía de evaporación como combustible, tiene que haber mucha humedad, la cual ocurre con mayor facilidad sobre el mar, de modo que su avance e incremento en energía ocurre allí más fácilmente, debilitándose en cambio al llegar a tierra firme.
Viento	La presencia de viento cálido cerca de la superficie del mar permite que haya mucha evaporación y que comience a ascender sin grandes contratiempos, originándose una presión negativa que arrastra al aire en forma de espiral hacia adentro y arriba, permitiendo

	que continúe el proceso de evaporación. En los altos niveles de la atmósfera los vientos deben estar débiles para que la estructura se mantenga intacta y no se interrumpa este ciclo.
Giro o "spin"	La rotación de la tierra eventualmente le da movimiento en forma circular a este sistema, el que comienza a girar y desplazarse como un gigantesco trompo. Este giro se realiza en sentido contrario al de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en sentido favorable en el hemisferio sur.

VI.7 Tormenta eléctrica:

Es un fenómeno meteorológico consistente en una tormenta caracterizada por la presencia de rayos y truenos. Los rayos son descargas eléctricas que se originan por el choque de las cargas eléctricas positivas y negativas de las nubes. Los truenos se producen como consecuencia de los rayos. Son el ruido que generan las descargas eléctricas y que se transmite por el aire. El trueno siempre es posterior al rayo.



VI.8 Arco iris:

Es la descomposición de la luz en los colores que la forman. Se produce cuando los haces de luz del Sol atraviesan las gotas de lluvia.



VI.9 Tornado: es una columna de viento giratoria que se extiende desde el suelo hasta las nubes.

Se produce en determinadas condiciones cuando choca una corriente de aire frío y seco con otra de aire caliente y húmedo.



VI.10 Inundación:

Invasión lenta o violenta de aguas de río, lagunas o lagos, debido a fuertes precipitaciones fluviales o rupturas de embalses, causando daños considerables. Se pueden presentar en forma lenta o gradual en llanuras, y de forma violenta o súbita, en regiones montañosas de alta pendiente.



VI.11 Sequías:

Deficiencia de humedad en la atmósfera por precipitaciones pluviales irregulares o insuficientes, inadecuado uso de las aguas subterráneas, depósitos de agua o sistemas de irrigación.



V.12 Heladas: Producida por las bajas temperaturas, en general, causan daño a las plantas y animales.



SEGUNDA PARTE

CLIMATOLOGÍA

TEMA VII. CONCEPTOS BASICO DE LA CLIMATOLOGIA

La climatología puede definirse como la ciencia que se ocupa del estudio y la distribución de los climas sobre la superficie terrestre y de sus relaciones con los restantes componentes del medio geográfico. En definitiva la climatología estudia los climas del planeta, sus causas, variaciones, distribución y tipos.

El objeto de estudio de esta ciencia consiste en el conocimiento del clima con el fin de encontrar soluciones prácticas a problemas sociales, económicos y ambientales relacionados con el clima, así como en dar respuestas a los interrogantes que se presentan en las distintas ramas de la investigación científica.

El clima

La definición de la climatología no resulta bastante esclarecedora si no conocemos previamente el concepto del **CLIMA**. Existen muchas definiciones del concepto del clima, entre ellas, citaremos la de Hahn, para el cual *el clima es el conjunto de los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto cualquiera de la tierra*; la de Max Sorre, que *denomina el clima a la serie de los estados de la atmosfera por encima de un lugar en su sucesión habitual*; o la de Gibbs, que utiliza el término clima para indicar *la probabilidad estadística de ocurrencia de los distintos estados de la atmósfera (presión, humedad, temperatura, viento, etc.) sobre una localidad o región dadas durante un periodo cronológico determinado*.

No obstante, a pesar de esta diversidad, pueden encontrarse ciertos caracteres comunes en estas definiciones, las cuales en todos los casos atribuyen al clima los rasgos de estado medio o habitual o característico de la atmósfera. El clima seria,

pues, lo permanente, lo habitual, o lo característico de la atmósfera sobre un lugar; en suma, aquellas condiciones atmosféricas susceptibles, por su permanencia, de generar un medio propio.

Frente a esta noción, lo efímero, lo coyuntural, lo fugaz de la atmósfera sería el ***Tiempo Atmosférico***, definido clásicamente como el conjunto de valores que en un momento dado y en lugar determinado caracterizan el estado atmosférico. Así pues, el tiempo sería una combinación atmosférica coyuntural y efímera, mientras que el clima sería el conjunto de tendencias resultantes de condiciones habituales durante un largo periodo, que como mínimo se suele establecer en treinta años.

Puntos de vista de la climatología.

La climatología puede ser abordada desde diferentes puntos de vista. Entre ellos, el geográfico, ecológico, estadístico, físico, dinámico y sinóptico.

- Punto de vista geográfico

Como es conocido, todo fenómeno geográfico debe gozar de permanencia en algún sentido. Podemos decir que un fenómeno geográfico consiste en la localización absoluta (astronómica) o relativa (dentro de la Tierra) de un hecho que una generación humana aprecia como permanente.

Pero, no hay nada tan variable como el tiempo atmosférico; pero podría extraerse de la observación algo suficientemente permanente que pueda ser calificado de geográfico: Consideremos para concretar, la temperatura en un lugar determinado; es verdad que no es constante, pero tampoco varía sin limitación. Lo que denominaremos elementos climatológicos no son magnitudes invariables; en general todos ellos obedecen por lo menos a una doble fluctuación

diurna y anual; es decir, lo que tiene de permanente una variable meteorológica no es un valor único, sino una sucesión de valores que se repiten idénticamente de año en año o de día en día; es un régimen que conviene de calificar de normal, para distinguirlo del régimen real del mismo elemento meteorológico, que cambia de un día a otro, de un año a otro. Añadamos que el régimen normal es un ente ficticio, por oposición al régimen real, que como indica la misma palabra no lo es.

Al desdoblar una magnitud meteorológica en una componente permanente (climatológica, normal) y un elemento variable (perturbación), la perturbación es un hecho histórico, mientras que la componente normal, con su régimen propio, es un hecho geográfico.

- Punto de vista ecológico

La vida se manifiesta en una serie de acciones y reacciones entre el ser y el medio. En cierto sentido puede decirse que el medio externo forma parte integrante del ser vivo, y que la vida es un compromiso entre el medio interno, propiedad exclusiva del individuo, y el medio externo común a todos. Pues bien: **el medio externo para los animales terrestres y para las plantas está formado por el suelo y la atmósfera, o mejor dicho, por una mezcla de atmósfera y suelo.**

La atmósfera, es una parte principal de este medio y, como tal, no puede ser un medio homogéneo, y no lo es. Pero el ambiente donde prospere una especie vegetal determinada debe tener algo de permanente, y la atmósfera, en particular debe ofrecerle una garantía de constancia, por lo menos por término medio, fluctuaciones regulares incluidas.

La vegetación, y en menor grado la fauna, no se limitan a una adaptación pasiva a las condiciones del ambiente, sino que hasta cierto punto, influyen activamente sobre él, al modificar la naturaleza del suelo y al estimular el intercambio de vapor de agua y de anhídrido carbónico con el aire.

La atmósfera y el suelo no están separados por una superficie matemática de contacto, sino mediante una zona de transición: por un lado el aire penetra por las grietas del suelo hasta cierta profundidad; por el otro, las capas más bajas de la atmósfera están llenas de polvo y detritus telúricos, y el intercambio no solo de energía, sino también de materia entre ambos medios, es incesante.

- *Punto de vista estadístico*

La estadística, en general, se propone representar colectivos o poblaciones, cualquiera que sea su naturaleza. Para fines estadísticos, cada elemento del colectivo viene representado por un número, con lo cual la imagen estadística del colectivo consiste en una larga serie de números (serie estadística). Esta serie de números es la que se trata de reducir a un corto número de parámetros significativos.

De lo anterior, resulta que una serie estadística exige un mínimo de tres parámetros para su representación; si a esto se añade que cada elemento meteorológico da lugar no a una sino a varias series estadísticas, concluiremos que el número de parámetros puede crecer hasta términos engorrosos. Fijemos, por ejemplo, el caso de la temperatura: se tiene una máxima, una mínima, una media y una oscilación diurna, y otras tantas mensuales y anuales, sin contar con que la naturaleza de la magnitud considerada exigiría el análisis de series para cada hora del día y cada día del año.

Las series estadísticas originales correspondientes a un determinado elemento meteorológico se pueden interpretar como si fuesen los resultados de un juego de azar. Consideremos, una vez más para concretar, las temperaturas del día 1 de Enero, correspondientes a una larga serie de años; si la serie es suficientemente larga se puede comprobar que la frecuencia relativa de cada valor particular ofrece suficiente estabilidad para interpretarla en términos de probabilidad, es decir, que la serie es comparable con la que se obtendría por la extracción sucesiva de bolas numeradas de una urna, de composición adecuada.

La función de probabilidades presenta muchas veces un máximo agudo, el cual señala nítidamente el valor más frecuente; este valor de frecuencia máxima puede identificarse con el valor normal. Llegados a este punto, se puede describir el comportamiento de cualquier elemento meteorológico como si fuese el resultado de la superposición de dos componentes, uno permanente, el valor normal, y otro variable y al parecer aleatorio, la perturbación; dicho con otras palabras, cada término de una serie estadística se descompone en dos partes: su valor normal y la perturbación, definida como diferencia o desviación entre el valor efectivo u observado y el valor normal. Como no se dispone de un criterio a priori que permita detectar el valor normal, hay que convenir en identificarlo con el de máxima probabilidad y en esto consiste el método estadístico.

- *Punto de vista físico*

Las magnitudes meteorológicas pueden presentarse en dos grupos: fundamentales y derivadas, funcionando las primeras como variables independientes y las demás como función de ellas. En principio no se ve razón para escoger como fundamentales unas magnitudes más bien que otras, pues si una ley física enlaza dos magnitudes, se tiene libertad para asignar el papel de

variable independiente a cualquiera de ellas. Los valores normales asignados a las magnitudes fundamentales se calcularían estadísticamente, mientras que los correspondientes a las magnitudes derivadas, se obtendrían por aplicación de fórmulas dotadas de significación física. Al proceder en tal forma, estos últimos no coincidirían, naturalmente con los que hubiesen resultado de haber aplicado también a ellos la técnica estadística. Más todavía, si se cambia de magnitudes fundamentales, habría que sustituir los valores asignados antes a estas, como normales, por otros distintos.

La meta de la climatología física debería ser llegar a un conjunto coherente de valores normales, compatibles físicamente entre sí y que fuesen independientes de la elección de la variable de referencia. Por desgracia no disponemos, por ahora, de técnicas apropiadas. Provisionalmente tal vez podría pensarse en escoger los elementos que se obtienen por observación directa, reservando el papel de magnitudes derivadas a los que se acostumbra a obtener mediante operaciones matemáticas o tablas.

- *Puntos de vista dinámico y sinóptico*

El clima se puede definir por el enfoque dinámico (sucesión de los tipos de masas de aire que llegan a una región en un año). Las masas de aire, determinan las características del clima de un lugar, por lo que se trata de conocer la frecuencia de los distintos tipos de masa de aire que llegan a dicha región y sobre estas bases estudiar su régimen climático normal.

La climatología sinóptica utiliza patrones, o condiciones sinópticas típicas. Si bien nunca hay condiciones sinópticas idénticas, sí se producen condiciones similares que conducen condiciones meteorológicas parecidas.

Resumen

Todos los puntos de vista tienen su parte útil, pero también insuficiencias. En la actualidad, para explicar la variabilidad del clima y los cambios climáticos, se utiliza más ampliamente el enfoque físico con una fuerte componente estadística.

TEMA VIII. EL SISTEMA CLIMATICO

El clima de la tierra constituye la expresión de un amplio sistema físico, sumamente complejo y rico en conexiones, cuyo funcionamiento está determinado por los intercambios energéticos. En la estructura de este sistema, diferentes factores cósmicos, planetarios y geográficos representan las entradas; los componentes internos del sistema son la pared central; y la salida está formada por el mosaico de climas del globo. Los distintos elementos mantienen fuertes vínculos entre sí, que se articulan a través de una amplia gama temporal y espacial de procesos físicos que van desde los de pequeña dimensión, que ocurren cada día a nuestro alrededor, hasta aquellos que abarcan todo el planeta y duran muchos años. Su actividad implica, además, flujos y transferencia de energía y materia, y mecanismos de realimentación o feedbacks entre sus elementos, lo que supone continuos ajustes internos de autorregulación que hacen del sistema climático terrestre un sistema que evoluciona en un estado de equilibrio dinámico.

La naturaleza de estos fenómenos debe contemplarse con dos enfoques globalizadores y en el marco del entendimiento de las interrelaciones existentes entre todos los componentes del sistema. Este planteamiento ha cambiado la tradicional visión descriptiva de la ciencia climática, de contenidos esencialmente estadísticos sobre los diferentes elementos atmosféricos, e incorpora la

consideración sistemática, cuya argumentación metodológica permite profundizar con mayor eficacia en el conocimiento de las causas del clima, a partir del análisis de las interacciones reales, por una parte, y las entradas y salidas, por otra.

En este sentido, parece conveniente revisar los conceptos generales sobre los sistemas.

Naturaleza de los sistemas

Un sistema puede ser definido como un conjunto estructurado de elementos o variables, interdependientes, con organización regular de conexiones dentro de unos límites definidos. Por su modo de funcionamiento es muy común dividir los sistemas en tres tipos: aislados, cerrados y abiertos.

- a) **Sistemas aislados.** Son aquellos que actúan como una unidad completamente independiente, sin intercambio de materia ni energía entre sus límites. Son difíciles de encontrar en la naturaleza, dada la interdependencia y carácter jerárquico de la mayoría de los sistemas; en cambio, por su importancia en el desarrollo de los conceptos termodinámicos, son de frecuente empleo en laboratorios.
- b) **Sistemas cerrados.** Son sistemas en los que se produce intercambio de energía con su entorno natural, pero no existe entrada ni salida de materia. Su presencia es también muy limitada, pero un buen ejemplo lo brinda nuestro planeta: la tierra recibe energía solar y, a su vez, emite energía hacia el exterior; sin embargo, no hay transferencia de masa, que queda confinada en sí misma, salvo la excepcionalidad de los meteoritos o satélites artificiales.
- c) **Sistemas abiertos.** Son aquellos en los que las relaciones entre sus componentes implican flujos y transferencias de masa o energía. Todos los sistemas medioambientales son de este tipo porque sus límites están abiertos al intercambio energético y de materiales. Con frecuencia, además constituyen sistemas equilibrados, de tal modo que la cantidad de materia

que entra compensa la que sales, originándose así un estado estable en equilibrio dinámico por el cual el sistema se autorregula.

- d) Dentro de los diferentes sistemas abiertos, uno muy común es el conocido como *sistema en cascada*. Está formado por una cadena de subsistemas, todos ellos con magnitud espacial y posición geográfica, que están enlazados dinámicamente por una cascada de masa o energía, de manera que la salida de masa o energía de un subsistema se convierte en la entrada del siguiente subsistema, en el interior del cual puede provocar cambios que tendrán como resultado el inicio de ajustes e interacciones entre sus diferentes partes para intentar a recuperar el estado originario.

Muchos procesos que tienen lugar en el planeta se interpretan en términos de sistemas en cascada, y un buen ejemplo es el ciclo hidrológico, en el cual circula en alguno de sus tres estados físicos a través de subsistemas que forman los océanos, la atmosfera, el suelo, las rocas, los glaciares, los lagos y ríos. A partir de los océanos, que representan el 97% del agua del planeta, su salida en forma de vapor constituye la entrada para la atmosfera, de la que sale como precipitación para pasar al suelo, desde donde puede regresar directamente al aire por evaporación y transpiración, o quedar almacenada temporalmente en lagos, casquetes polares, capas superiores o profundas del suelo, antes de volver de nuevo a los océanos mediante el desagüe de los ríos y el deshielo de los glaciales.

El sistema en cascada fundamental dentro del sistema climático es el energético, que se origina a partir de la radiación del sol que llega a la tierra. Esta energía circula por los distintos componentes del sistema y es devuelta hacia el espacio exterior en la misma cantidad en la que penetra, de forma tal que está en equilibrio con el exterior, consiguiendo así que las temperaturas del planeta permanezcan por término medio constantes. La radiación solar de onda corta entrante es en parte

absorbida por la atmosfera, otra parte es devuelta al espacio por la dispersión y reflexión de los gases del aire y por las nubes, y el resto alcanza la superficie directamente, o de modo indirecto por la difusión de las nubes y las partículas atmosféricas. Del total de esta energía incidente la superficie también refleja una fracción y la restante es transferida a la atmosfera e forma de radiación de onda larga, de calor sensible o de calor latente. A su vez, la atmosfera irradia una parte de la energía absorbida hacia el suelo y otra hacia el espacio, completando así el conjunto de intercambios. Sobre un periodo de tiempo relativamente largo, se puede decir que el balance energético está equilibrado, siendo el total de energía que entra igual al que sale.

Los componentes del sistema climático

El sistema climático fue definido por el programa Global de Investigación Atmosférica (GARP) de la Organización Meteorológica Mundial como un sistema integrado por cinco componentes relacionados entre sí: la Atmosfera, la hidrosfera, la Criosfera, la litosfera y la Biosfera. Todos ellos constituyen heterogéneos subsistemas termo-hidrodinámicos, tienen propiedades físicas distintas y presentan fuerte acoplamiento entre sí por medio de complejos procesos que implican flujos de energía, momento y materia a través de sus límites, y están gobernados por la radiación procedente del sol, única fuente significativa de energía.

1. La atmosfera

Es el medio donde se despliegan las manifestaciones del tiempo y del clima, siendo por ello el componente central del sistema, además de ser el más inestable debido a su baja densidad y fácil movilidad. Juega un papel esencial en equilibrio energético de la tierra porque controla la cantidad de radiación que llega al suelo

y la radiación terrestre liberada al espacio; a la vez, es el principal medio de transferencia de calor en el planeta, por esta razón se la ha comparado con una gigantesca máquina térmica, impulsada por el permanente desequilibrio de temperatura entre el ecuador y los polos, que recibe energía en forma de calor, transforma parte de ella en energía cinética y realiza un trabajo.

La forma una mezcla de gases y partículas solidas y liquidas en suspensión, que permanecen sujetas a la superficie terrestre por la fuerza de la gravedad. En virtud de su composición, casi toda ella se concentra en los primeros kilómetros de la superficie. Las estimaciones realizadas indican que los cinco primeros kilómetros contienen la mitad de la masa atmosférica total, debajo de los 10km se localizan las dos terceras partes de la misma y por encima de 60 km no queda más que una milésima parte. Tiene una composición bastante uniforme en los primeros niveles y una estructura en capas de características bien definidas.

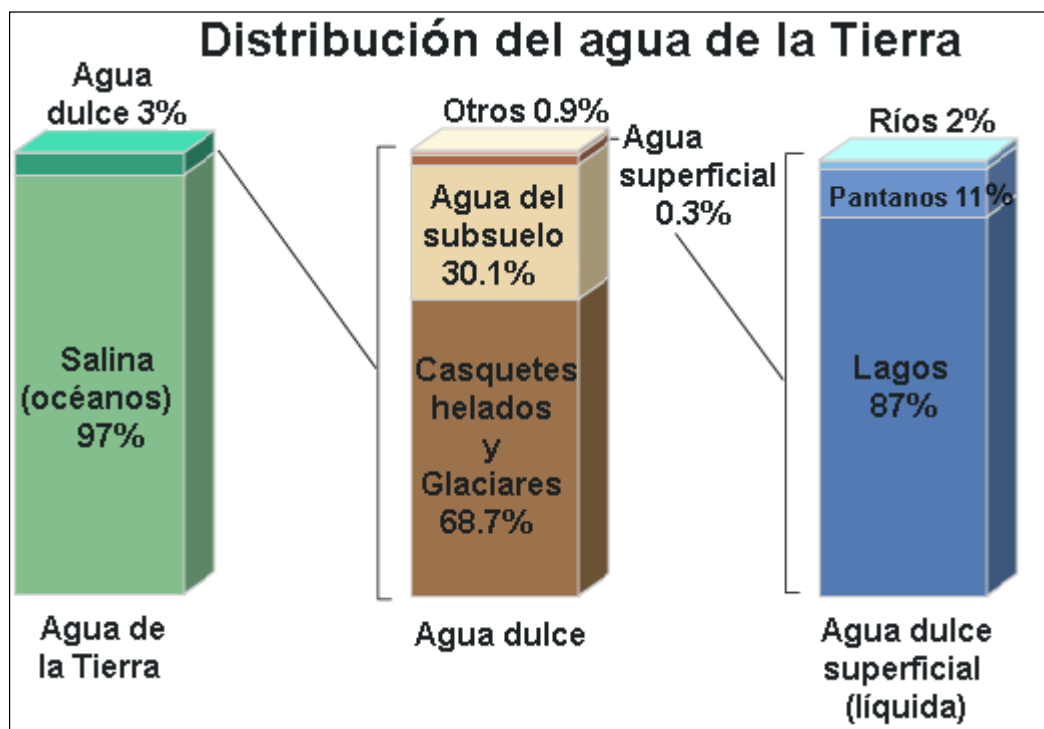
Composición de la atmosfera

En la actualidad, tres gases, el nitrógeno, el oxígeno y el argón, constituyen el 99,95% del volumen atmosférico; de ellos; el nitrógeno y el argón son geoquímicamente inertes y una vez desprendidos de la atmosfera allí permanecen; el oxígeno, por el contrario, es muy activo y su cantidad viene determinada por la velocidad de las reacciones que ligan el depósito atmosférico de oxígeno libre con el depósito reductor que existe en las rocas sedimentarias. Los restantes componentes del aire están presentes en cantidades tan pequeñas que sus concentraciones se expresan por lo general en partes por millón de volumen. (Apuntes de Meteorología 2015/2016)

Estructura de la Atmosfera (Apuntes de Meteorología 2011/2012)

La Hidrosfera

La forma el conjunto de las partes líquidas de la tierra, y por su significación climática es sin duda el segundo subsistema en importancia, tras la atmosfera. Incluye los océanos, mares interiores, lagos ríos y aguas subterráneas del globo; aunque sin duda el componente principal de la hidrosfera es el océano, donde se concentra el 97% del agua total (figura).



Gracias a su enorme volumen asegura abundante suministro de agua para llevar a cabo las distintas fases del ciclo hidrológico; a través de la evaporación transfiere a la atmosfera vapor y, a la vez, energía en forma de calor latente. Pero además, fruto del predominio de las superficies oceánicas sobre las continentales (los océanos cubren el 71% de las superficie terrestre), recibe una buena parte de la energía solar que alcanza el suelo, la cual absorbe en proporciones importantes y transmite en profundidad, para posteriormente devolver a la atmosfera en forma de radiación de onda larga, calor sensible y calor latente. La transmisión de calor en el agua se realiza por difusión molecular y sobre todo por corrientes de

turbulencia que transportan agua verticalmente, mezclando así salinidades y temperaturas. Sin embargo, según nos desplazamos hacia el fondo, el comportamiento térmico no es uniforme sino que presenta un claro gradiente de disminución en profundidad, que permite identificar cierta estructura en capas: *capa superior o epitalasa, capa termoclina y Agua profunda*.

La hidrosfera ofrece también una clara influencia termorreguladora sobre el clima, debido a que térmicamente las aguas son muy conservativas, como prueban las reducida amplitudes térmicas anuales y diarias que éstas poseen. Dos son las causas principales que lo explican: en primer lugar, la energía que es transportada hacia el fondo se reparte en un gran volumen de agua por mezcla vertical y horizontal, de esta manera se consigue almacenar grandes cantidades de calor, que el océano intercambia con la atmósfera mediante procesos de acoplamiento que pueden durar meses o años, cuando se trata de aguas superficiales, o incluso siglos, cuando son aguas profundas, razón por la cual las aguas dotan de gran inercia a los cambios climáticos. En segundo lugar esta, interviene la elevada capacidad calorífica del agua; esto significa que en comparación con otros materiales como las rocas o el suelo, tanto su calentamiento como su enfriamiento se hacen muy lentamente, porque necesita mucha energía para incrementar su temperatura, y viceversa, debe perder una gran cantidad para bajarla. Estas diferencias de comportamiento entre la tierra y el mar dan origen al fenómeno conocido por continentalidad, y su antagónico oceanidad, con los que se quiere expresar las distintas influencias de ambos medios sobre las temperaturas del aire, que se manifiestan, por una parte, en los mayores contrastes térmicos de las aéreas continentales frente a las marinas y, por otra parte, en el incremento de las diferencias estacionales cuanto más extensa sea la masa de tierra y más alejado esté del océano.

A estas funciones, que podemos denominar de “termostato de la Tierra” y de reserva de energía calorífica, hay que sumar la de transporte de calor desde las cálidas regiones ecuatoriales a las regiones polares más frías, por medio de las corrientes marinas.

El movimiento de la superficie del océano está dirigido en buena medida por los vientos superficiales permanentes, que a su vez están ligados a la distribución de los grandes centros de presión atmosférica; así, la circulación oceánica se concierte en un mecanismo secundario de la circulación general, cuya acción es decisiva en el mantenimiento del balance energético de la tierra.

La Criosfera

Representa el conjunto de las masas de hielo y depósitos de nieve que cubren la tierra. La Criosfera cubre casi el 6% de la superficie terrestre. El papel que este subsistema tiene en el clima proviene de la naturaleza y propiedades físicas del mismo, como son la baja conductividad térmica y elevado albedo (la fracción de radiación solar incidente total que es reflejada), y del acoplamiento con otros componentes del sistema climático.

En efecto, frente al albedo promedio de la tierra 30%, valores muy bajos de un buen número de superficies, las superficies luminosas y blancas de la nieve y el hielo actúan casi como un espejo, que devuelve buena parte de la radiación que incide sobre el mismo y reduce drásticamente la energía calorífica entrante en el sistema. A la vez, y debido a su baja conductividad térmica, la Criosfera es un excelente aislante de las tierras y aguas subyacentes impidiendo la pérdida de calor a la atmósfera. La suma de estas características tiene, entre otros, dos efectos muy claros: por un lado, mantiene muy baja las temperaturas de las zonas afectadas; y

por otro, consecuencia del anterior, contribuye a estabilizar la atmosfera cerca del suelo impidiendo los movimientos convectivos.

La Litosfera

La capa solida de la tierra, conocida como litosfera, interviene sobre el clima suministrando buena parte de las partículas en suspensión que contiene el aire e influyendo en el balance de calor y humedad con sus diferentes valores de albedo. Mantiene, además, fuerte interacción con la atmosfera, que se manifiesta en la transferencia de masa, momento cinético y calor sensible, así como a través de la disipación de energía que tiene lugar en la capa limite planetaria. La transmisión de masa se realiza principalmente en forma de vapor de agua, lluvia y nieve, y en menor medida, de partículas solidas (actividad volcánica).

En comparación con otros subsistemas, como el océano, la transmisión de energía hacia el interior es muy limitada, y también lo es su capacidad calorífica; razón por la cual almacena poco calor y cambia muy deprisa la temperatura superficial del aire. Las variadas formas topográficas de la litosfera afectan directamente el balance local de energía, y por esta vía al clima.

La Biosfera.

La consideración de las plantas y los animales, incluso el hombre, como partes del sistema, es muy reciente y se relaciona con el impacto de los mismos sobre el clima, pues aunque las formas de reacción difieren ampliamente (los cambios naturales en las plantas por ejemplo, ocurren en periodos que van desde las estaciones a miles de años), los elementos bióticos son sensibles al clima y a su vez pueden influir en él. En efecto, la biomasa desempeña un papel fundamental en el balance del dióxido de carbono, en la producción de aerosoles y en los

balances químicos con otros gases. También los animales interactúan con los elemento de la superficie terrestre y sus cambios reflejan variaciones climáticas por medio en la comida y el hábitat. Pero, sin duda, el principal centro de atención es el hombre y su acción modificadora del medio a través de la agricultura, la ganadería, la industria o las construcciones urbanas; sus consecuencias no se conocen plenamente, pero su transcendencia se subraya al comparar las progresivas alteraciones de la superficie terrestre. Y en las acciones sobre la atmosfera.

Estructura del sistema climático

Todo sistema posee una estructura que relaciona, con el paso del tiempo, una entrada (una causa), una impulsión (de materia o energía) y una salida (un efecto o respuesta); mantiene, además, flujos y transferencias de masa o energía y, con frecuencia, presenta un estado de equilibrio. En este sentido, el sistema climático terrestre constituye la expresión de un sistema en equilibrio global, dominado por cambios energéticos, con diferentes factores en la entrada que interviene en el control de la parte central y el mosaico de climas del globo como resultante de todo el conjunto.

1. ***Las entradas.*** Los mecanismos que condicionan el funcionamiento del sistema son muy variados e incluyen, entre otros, factores tales como la energía radiante del sol, la rotación de la tierra, el movimiento orbital, la distribución de tierras y mares, la topografía terrestre y oceánica, o la composición de la atmosfera y de los océanos. De todos ellos, el factor principal es sin duda la radiación solar, considerada la fuente de energía básica de la mayor parte de los procesos que se generan en el interior del sistema. Llega a nuestro planeta en forma de radiación electromagnética de onda corta, siendo una parte reflejada el resto absorbida por la atmosfera y la superficie terrestre, donde experimenta continuas transformaciones en otras

formas de energía, como calor sensible, calor latente, energía potencial o energía cinética, y, en último término es devuelta hacia el exterior como radiación de onda larga. Sin embargo, aunque la emisión solar es constante, varios factores, como la esfericidad de la tierra, la inclinación de su eje y el movimiento orbital imponen un reparto desigual, con excedentes en las zonas intertropicales y déficit en las zonas polares que implica continuo transporte de energía desde el ecuador hacia los polos; de esta manera, el permanente desequilibrio energético entre las bajas y las altas latitudes se convierte en el motor o fuerza conductora básica de los procesos termodinámicos que tienen lugar en el sistema climático, y en particular de la circulación atmosférica y de los océanos.

2. ***La parte central.*** De lo comentado cabe deducir que los intercambios y transformaciones de energía dan origen, al menos de modo indirecto, a la configuración del tiempo y clima observados en la superficie terrestre. En un porcentaje muy alto, estas transferencias se realizan a través del movimiento del aire, por su rápida capacidad de respuesta a los desajustes en el reparto de calor; por esta razón, la atmosfera se considera el componente central del sistema.

Junto a la atmosfera, la acción de los demás componentes internos del sistema (hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera) es conveniente jerarquizarlos en función de sus tiempos de respuesta frente alguna perturbación. Así, para escalas temporales de horas o semanas, la atmosfera puede ser considerada como la parte principal y única del sistema, y el resto de los componentes como factores condicionantes externos. Para escalas de meses a centurias, los elementos centrales son la atmosfera y el océano, y en parte la cubierta de nieve, hielo marino y la biosfera. Para tiempos mayores, deben incorporarse todos los componentes.

3. ***Las salidas.*** La forman los climas del planeta, con sus variadas características y expresiones, que reflejan la influencia de los mecanismos de partida.

Mecanismos de realimentación

En los procesos de ajustes y control entre las diferentes partes del sistema tiene especial importancia los mecanismos de realimentación o feedback. Significa esto que, cuando una variable afecta una segunda, la acción de esta causa a su vez un cambio en la primera; se crea de este modo un circuito cerrado que puede significar la ampliación del proceso iniciado o su atenuación. Así ocurre en el sistema climático. Cuando una perturbación externa o interna afecta al sistema, se desencadenan mecanismos de realimentación entre las distintas variables, a escalas de tiempo de fracciones de año hasta siglos o miles de años, que tienden a acelerar el proceso de cambio o retrasarlo y oponerse a él. Cuando el efecto del cambio es el de neutralizar la perturbación y regresar al estado inicial, se habla de *realimentación negativa*; si el efecto intensifica la perturbación y provoca que el cambio continúe en la misma dirección, se denomina entonces *realimentación positiva*

TEMA IX. LA ENERGIA SOLAR: EL BALANCE ENERGETICO

Introducción.

Un cuerpo expuesto al sol se calienta porque recibe la radiación electromagnética o térmica emitida por este astro. Esta radiación se propaga previamente a través del espacio interplanetario y después a través de la atmosfera, antes de ser absorbida por ese cuerpo quien a su vez emite una radiación propia.

La Tierra recibe en forma de radiación térmica de onda corta la energía proveniente del sol.

Un cuerpo caliente emite energía en forma de radiación electromagnética. Cuanto más elevada es la temperatura de un cuerpo, más elevada es la agitación térmica responsable de la emisión.

Como cualquier radiación electromagnética, la radiación térmica se caracteriza por:

- Una densidad de energía
- Un espectro que define la repartición de esta energía en función de la longitud de onda.

Cuando la temperatura de un cuerpo aumenta, la radiación térmica aumenta también en intensidad y se desplaza hacia la radiación de onda corta (el filamento de bombilla incandescente, por ejemplo). El máximo del espectro de emisión varía con la aumentación de la temperatura pasando de color rojo (longitud de onda de $0,8\mu\text{m}$) hacia el centro del espectro visible (longitud de onda de $0,4\mu\text{m}$)

Ahora bien, es importante distinguir la naturaleza de los receptores de esta radiación térmica: algunos la reflejan (espejos), otro la absorben (cuerpos negros) y la transforman en energía interna para más tarde producir una radiación propia. La mayoría de los receptores naturales tienen un comportamiento intermedio.

Características de la radiación térmica

Emisión.

Un cuerpo con una determinada temperatura transforma su energía interna en energía térmica radiante. Una unidad de superficie de un cuerpo emite durante una unidad de tiempo una cantidad de energía denominada *flujo de emisión*.

Absorción.

Se trata de la operación inversa a la emisión. Cuando una superficie recibe un flujo de energía, la fracción transformada en energía interna se denomina ***flujo absorbido***

Reflexión y Difusión.

En vez de ser absorbida, la radiación incidente sobre un cuerpo puede ser directamente reenviada o reflejada por el mismo cuerpo. En estas condiciones se distinguen dos casos:

- La reflexión, si el reenvío obedece las leyes de la óptica geométrica, es decir, un ángulo de incidencia y un ángulo de reflexión.
- Difusión, si el reenvío se realiza en todas las direcciones aun teniendo una sola dirección de incidencia.

Transparencia y opacidad.

Un medio que puede transmitir íntegramente la radiación incidente, se trata, pues de un medio transparente. Inversamente, un cuerpo que no transmite ninguna parte de la radiación incidente se denomina “**cuerpo opaco**”.

Un medio que no transmite que una parte de la radiación incidente se denomina **semitransparente o absorbente**.

Equilibrio radiactivo

Se dice que un cuerpo opaco es en equilibrio radiactivo con la radiación que le rodea, si no almacena la energía ni la pierde. En estas condiciones, el flujo incidente debe ser igual al flujo saliente.

Cuerpo negro

Un cuerpo negro es por definición un cuerpo que absorbe íntegramente todas las radiaciones que recibe. En estas condiciones, el flujo reflejado es cero o nulo y el flujo saliente está constituido solamente de flujo emitido

Algunas leyes para recordar

Ley de Planck

Esta ley demuestra la repartición de la energía de emitida E (W/m^2) por una unidad de superficie teniendo en cuenta la longitud de onda del flujo emitido por un cuerpo negro.

Ley de Wien

Esta ley se emana directamente de una aproximación de la formula Planck.

Por una temperatura dada, la ley de Wien demuestra el valor de la longitud de onda máxima λ_{\max} donde el flujo energético es máximo.

$$\lambda_{\max} T = b$$

$$\text{Donde } b = 2897.10^{-6} \text{ mK}$$

El desplazamiento de λ_{\max} hacia longitudes de ondas cortas cuando T crece, explica el hecho de que mientras que un cuerpo se calienta emite previamente en infrarrojo (radiación no visible), después comienza a enrojecerse antes de blanquecerse como el acero o el filamento de una bombilla incandescente. Lo mismo el sol emite radiaciones de longitudes de ondas cortas (desde las ultravioletas al infrarrojo próximo, con un máximo en la visible) mientras que la tierra o la atmosfera, menos calientes que el sol, emiten una radiación infrarroja de gran longitud de onda.

Ley de Stefan-Boltzmann

La ley de Stefan-Boltzmann proviene de la simple integración de la ley de Planck del conjunto de las longitudes de ondas: $E = \delta.T^4$

E= energía emitida por una unidad de superficie ($w.m^{-2}$)

$$\delta = \text{constante de Stefan-Boltzmann} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ w.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$$

La formula de Stefan-Boltzmann tiene una importancia capital y nos recuerda que los flujos de energías incidentes y emitidas no son funciones que de la temperatura del cuerpo negro. Se observa la fuerte dependencia en T ya que se trata de T elevada a la cuarta potencia. Esto es lo que demuestra que mientras que la temperatura del sol es alrededor de 20 veces mayor que la de la tierra, pero su flujo de energía emitida lo es 160 000 veces mayor que el de la tierra.

Ejemplo:

Para T= 6000 K (temperatura de la superficie del sol), tenemos $E = 73.10^6 \text{ W/m}^2$

Para T = 300 K (temperatura de la superficie de la tierra), tenemos $E = 459 \text{ W/m}^2$

Radiación sobre una superficie real

Una superficie real difiere de un cuerpo negro por su absorción y su emisión.

La emisión

Una superficie real se caracteriza por su poder de emisión. Notemos ϵ , su coeficiente de emisión. Se trata de la relación entre el flujo real emitido y el flujo emitido por un cuerpo negro a la misma temperatura. Esta relación puede dependerse de la longitud de onda de la radiación emitida. Integrando sobre el conjunto de las longitudes de onda el coeficiente de emisión total se puede escribir así:

$$\epsilon = \frac{\text{flujo real emitido}}{\delta \cdot T^4}$$

Para un cuerpo negro ϵ vale 1 por definición.

La absorción

Una superficie real también se caracteriza por su poder absorbente. Notemos a el coeficiente de absorción. Se trata de la relación entre el flujo absorbido y el flujo incidente.

$$a = \frac{\text{flujo absorbido}}{\text{flujo incidente}}$$

Esta relación también se depende de la longitud de onda de la radiación incidente. Para un cuerpo negro también vale 1.

El intervalo de longitud de onda en el que un gas tiene una fuerte capacidad de absorción se llama *banda de absorción*.

Características de los coeficientes de absorción y de emisión.

Para una misma longitud de onda, el coeficiente de absorción y el coeficiente de emisión son iguales. Sin embargo, la radiación incidente y la radiación emitida pueden estar en intervalos de longitudes de onda diferentes, los coeficientes totales pueden tener valores muy diferentes.

Albedo

Se llama albedo, que representamos por A , la relación entre el flujo de energía reflejada y el flujo de energía incidente.

$A = \frac{\text{flujo de energía reflejada}}{\text{flujo de energía incidente}}$ Se observa que: $A = 1 - a$ siendo a el coeficiente de absorción.

Igual que el coeficiente absorción el albedo depende de la longitud de onda.

Ejemplo:

- El albedo total del sistema Tierra/Atmosfera vale alrededor de 0.3; lo que significa que 30% de radiación solar es reflejada y 70% es absorbida.
- El albedo de las selvas ecuatoriales es aproximadamente de 0.12;
- El albedo de los desiertos vale aproximadamente 0.35;
- Y el albedo de las superficies heladas se eleva a 0.60

Interacción de la radiación con la atmósfera

Difusión de la radiación solar

El albedo planetario, que es de 30%, es en gran parte debido a la atmósfera ya que solo una pequeña fracción, 4% de la energía solar es reflejada o difundida por la superficie terrestre.

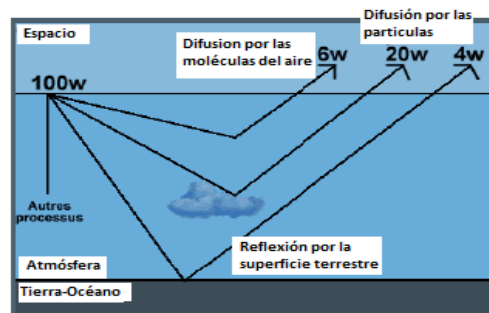


Fig. 1: Distribución del albedo planetario por una radiación solar incidente de 100W/m^2

La energía devuelta al espacio por la atmósfera es difundida por las moléculas o por las partículas en suspensión (gotitas de agua o aerosoles). No existen cambios de longitud de onda entre la onda incidente y la difundida mientras que se realiza la difusión. Se distingue diferentes tipos de difusión según el tamaño de la partícula con respecto de la longitud de onda de la radiación incidente:

- **La difusión de Rayleigh.** Es la difusión en las moléculas (diámetro alrededor de 10 nanómetros), cuyo tamaño es inferior a la longitud de onda de la radiación solar. La difusión molecular devuelve al espacio 6% de la radiación incidente; y es responsable del 20% del albedo planetario.
- **La difusión por las partículas grandes** (tamaño más grande que sus longitudes de onda), por ejemplo cristales de hielo de decenas de micras, pueden ser tratadas por las leyes de la óptica geométrica que explican fenómenos como los halo o el arco iris.
- **La difusión Mie.** Es la difusión por las partículas más pequeñas cuyo tamaño es del mismo orden que la longitud de onda.

Absorción de la radiación solar y terrestre: el efecto invernadero

Durante su penetración en la atmosfera, los fotones solares entran en colisión con las moléculas atmosféricas y son progresivamente absorbidos. Las capacidades de absorción de los gases atmosféricos dependen fuertemente de la energía del fotón incidente y por lo tanto de la longitud de onda de la radiación incidente:

- En el dominio de la radiación ultravioleta la atmosfera es prácticamente opaca, ya que casi la totalidad de la radiación es absorbida por el ozono estratosférico O_3 , el oxígeno O_2 y el nitrógeno N_2
- En el dominio de la radiación visible la atmosfera desprovista de nubes es transparente ya que la mayor parte de la radiación no es absorbida y alcanza la superficie terrestre.
- En el dominio de la radiación infrarroja la atmosfera es prácticamente opaca para ciertas bandas de absorción diferentes para cada uno de los gases; los gases mas absorbentes son: el vapor de agua H_2O , el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), clorofluorocarbonos (CFC), el óxido de nitrógeno (N_2O)....estas moléculas se consideran comúnmente como ***gases de efecto invernadero*** puesto que absorben en el dominio de la emisión térmica de la tierra y después vuelven a emitir en una longitud de onda próxima en función de la temperatura local, una parte hacia la tierra que se calienta al absorber este flujo de energía. Este flujo descendiente se suma a la radiación solar incidente y permite que la temperatura media del globo alcance $+15^{\circ}C$ en vez de $-18^{\circ}C$ en ausencia de gases de efecto invernadero. Cabe recordar que las moléculas diatómicas como el nitrógeno y el oxígeno no son gases de efecto invernadero.



fig. 2: Las moléculas de **gases de efecto invernadero** absorben la radiación terrestre cuya longitud de onda se sitúa en infrarroja y después emiten de nuevo en todas las direcciones dentro de la misma longitud de onda (infrarroja). una parte del flujo energético emitido es dirigido hacia la tierra en vez de dirigirse hacia el espacio.

9.1 El balance energético del Sistema Tierra-Atmósfera

El flujo solar absorbido por el sistema Tierra-Atmosfera

Por definición la *Constante solar* (S) es la cantidad de radiación solar incidente, por unidad de tiempo y por unidad de área, sobre una superficie normal a la radiación y situada en el límite exterior de la atmósfera. Se supone que la tierra está a su distancia media del sol. Su valor fluctúa alrededor de 1367W/m^2 según la actividad solar. Siendo la tierra de forma esférica, todos los puntos del límite superior de la atmosfera no interceptan la energía solar de forma idéntica. La intensidad de la radiación solar R_s , en un lugar determinado y en una época dada depende del ángulo de incidencia de los rayos solares con la normal de la superficie receptora (fig.3) depende entonces del $\cos\theta$. Así, cuanto más inclinadas estén los rayos solares, mas grande será la superficie sobre la cual se distribuye la energía, y menos importante será la energía recibida por unidad de superficie.

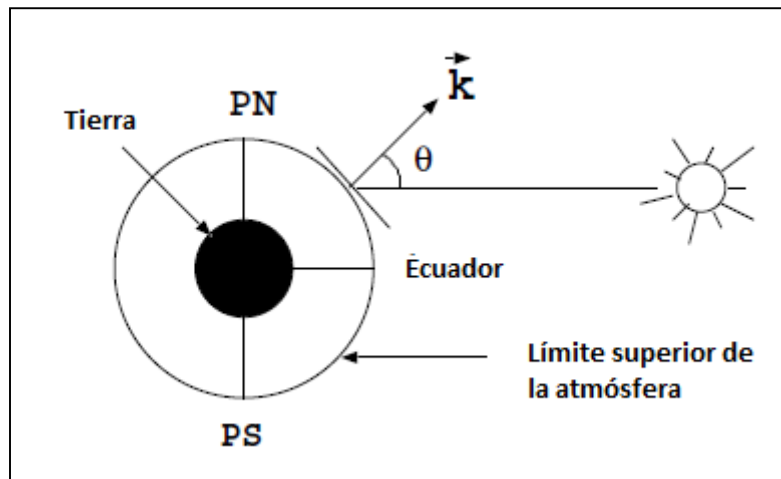


Fig.3 : Ángulo de incidencia θ , entre los rayos solares y la normal \vec{k} en una unidad de superficie situada en el límite superior de la atmósfera

El flujo de energía solar absorbido por el sistema Tierra-Atmósfera (R_{sabs}) es la resultante de la energía solar incidente modulado por el albedo del sistema Tierra-Atmosfera. Un albedo próximo de 0.3 nos demuestra que 30 % de la energía solar R_s es reflejada al espacio (fig. 4) $107\text{W}/\text{m}^2$ reflejada sobre 342

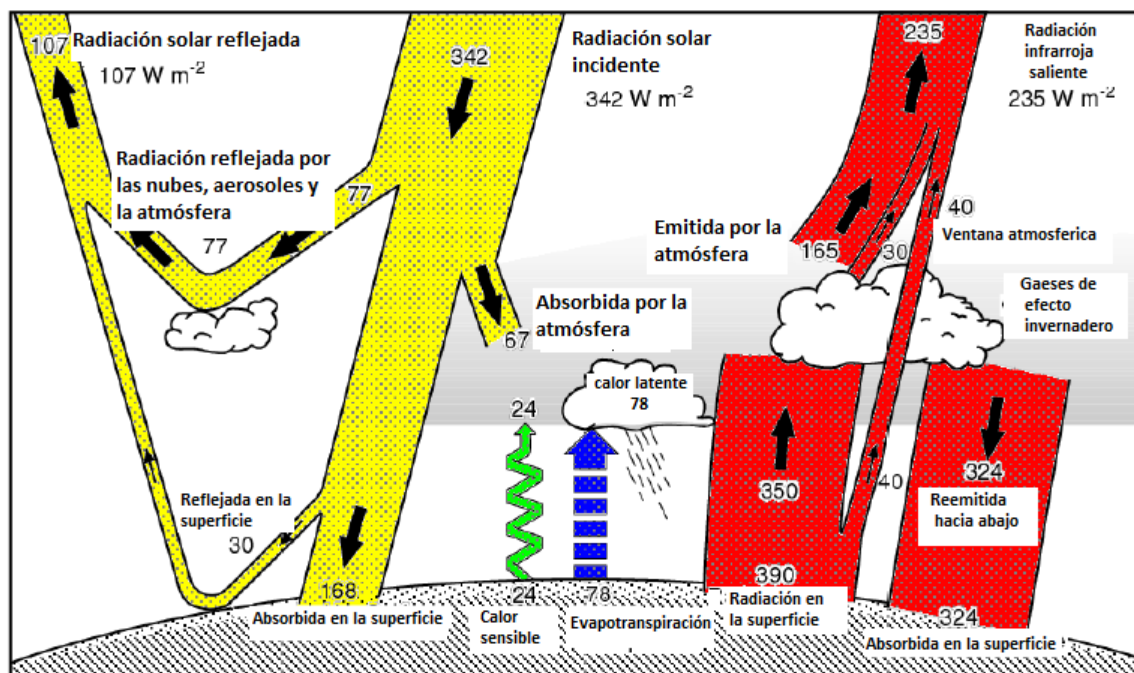
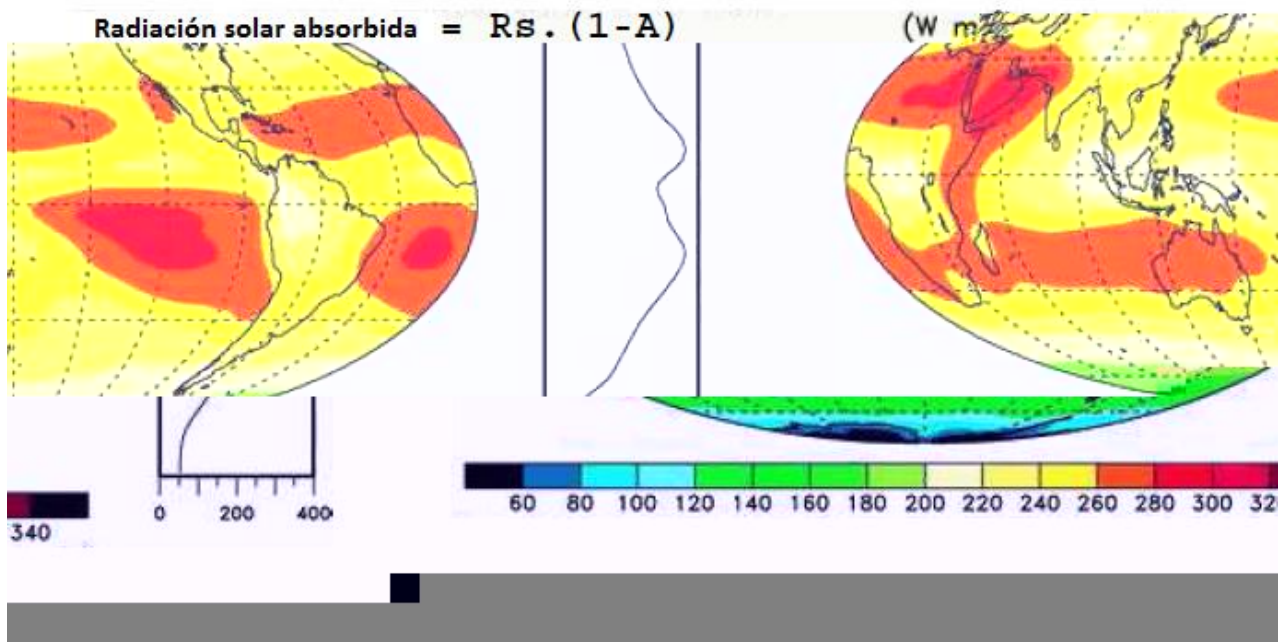


Fig.4: balance energético global y anual del sistema Tierra-Atmósfera. Las flechas amarillas representan la radiación solar (ultravioleta), las flechas rojas, la radiación emitida por la Tierra y la atmósfera (Infrarroja),

las flechas verdes y azules representan respectivamente el flujo de calor sensible y latente. Las unidades en W/m^2

La ecuación del flujo de energía solar absorbido por el sistema T/A se escribe:

$$Rs_{abs} = S. (1 - A). \cos\theta = Rs. (1 - A)$$



5.a: promedio anual del flujo energético absorbido en el límite superior del sistema Tierra-atmosfera

El flujo de energía solar absorbido, cuya distribución depende de las estaciones del año, es más importante por término medio anual en el ecuador (hasta $360W/m^2$) que en los polos ($0W/m^2$ durante la noche polar) fig.5a

Flujo de energía de la radiación infrarroja saliente del sistema Tierra-Atmósfera.

El flujo infrarrojo emitido en el límite superior de la atmosfera es positivo sobre todo el globo. Varía entre $+100$ y $+300W/m^2$ según la latitud (emisión proporcional a T^4) y la humedad del aire. Fig 5b

Así las regiones que emiten más radiación al espacio son las zonas subtropicales porque allí el aire es muy seco y caliente. Deficientes concentraciones de vapor de agua en el aire reduce el efecto invernadero: la mayor parte de la radiación emitida

por la tierra se pierde en el espacio después de atravesar la atmósfera sin ser absorbidas (fig.4).

En cambio, las regiones cubiertas por las nubes emiten menos radiación al espacio ya que la emisión se realiza a la temperatura de la parte superior de la nube, cuanto más elevada, más fría estará la nube. Esto explica las deficiencias del flujo emitido observadas en las zonas convectivas situadas en las proximidades del ecuador de bajas presiones de las latitudes medias. Fig 5b

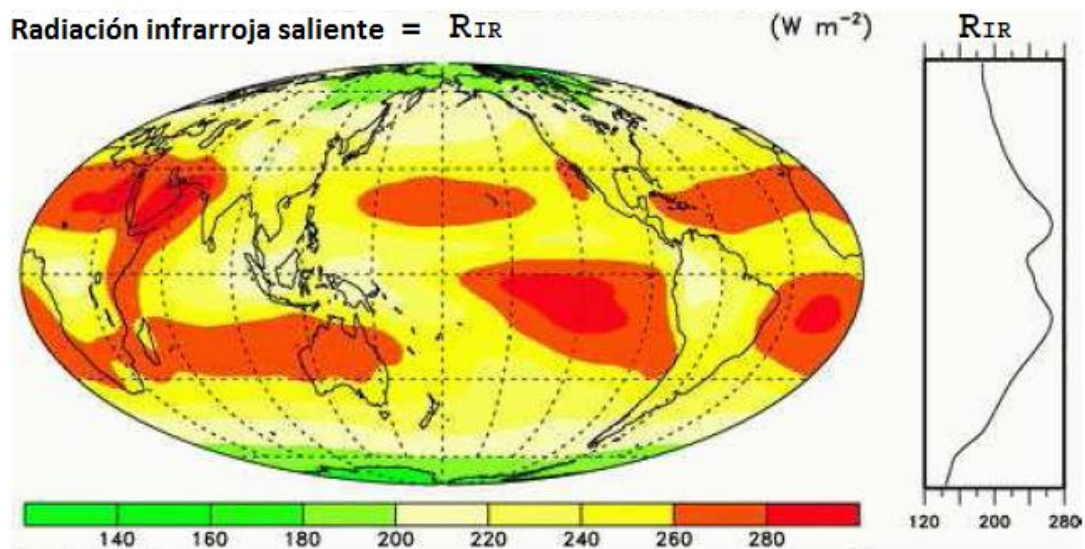


Fig.5b: flujo de energía saliente R_{IR} promedio anual en el límite superior del sistema Tierra-Atmósfera

Balance radiactivo del sistema Tierra-Atmósfera.

Para comprender las fuentes de energía que alimentan las circulaciones a escala planetaria, es importante establecer el balance radiactivo en el límite superior del sistema Tierra-Atmósfera, que llamaremos flujo neto o radiación neta R_N . Esta radiación representa el carburante del sistema Tierra-Atmósfera.

El balance radiactivo del sistema Tierra-Atmósfera es la diferencia entre el flujo solar absorbido por el sistema y el flujo infrarrojo emitido al espacio fig.5b. Su ecuación se escribe:

$$R_N = R_S(1 - A) - R_{IR}$$

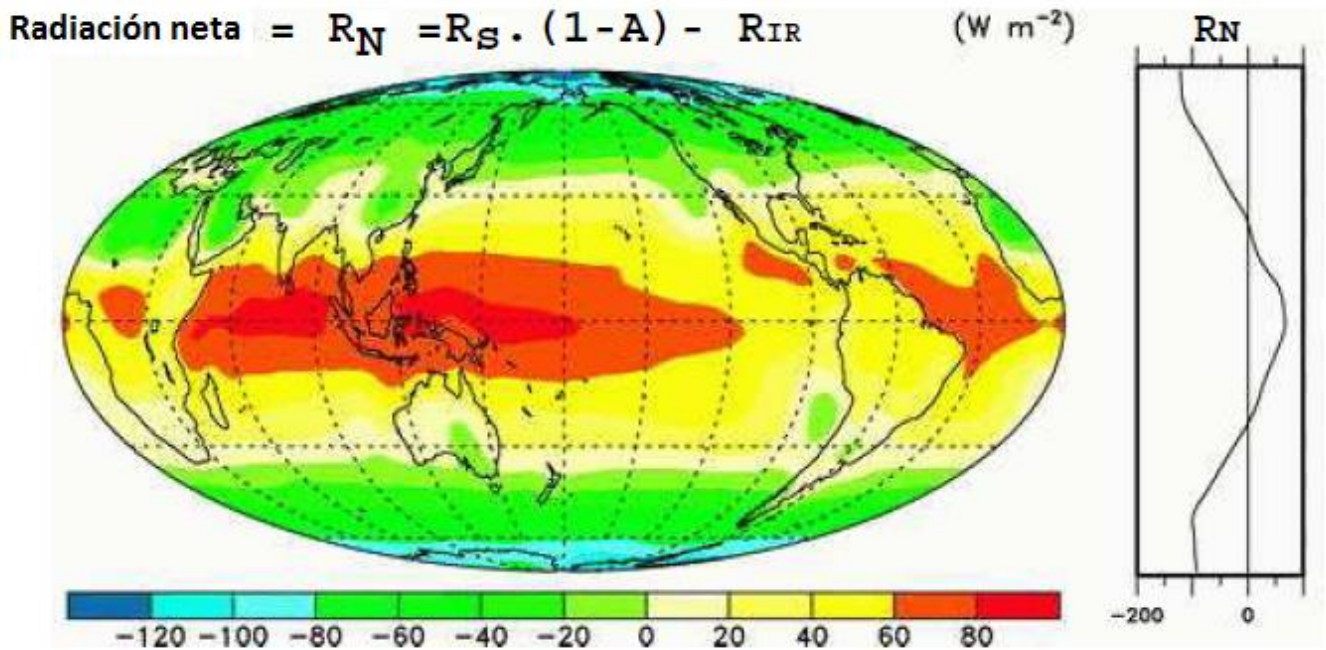


Fig.5c: promedio anual del balance radiactivo neto R_N en el límite superior del sistema Tierra-Atmósfera

Los valores positivos de R_N se sitúan dentro de las regiones tropicales, entre 30°N y 30°S con valores extremos por encima de las regiones ecuatoriales marítimas ($+100W/m^2$)

Los valores negativos de R_N se sitúan en las zonas donde el flujo solar absorbido es deficiente:

- En las altas latitudes, el flujo neto es fuertemente deficitario por causa de del fuerte albedo de las superficies heladas ($-100W/m^2$)
- En los desiertos, el fuerte albedo de la superficie y la concentración de partículas solidas suspendidas (polvos) aumentan el albedo del sistema Tierra-Atmósfera. El valor de la radiación neta R_N es incluso negativo (-20 a $-40\ Wm^2$ sobre Sahara). Por razón de la fuerte emisión de la radiación infrarroja, los desiertos son considerados como brechas energéticas.

- En las regiones cubiertas frecuentemente de nubes bajas como el Oeste de China y las costas peruanas, el flujo neto es deficitario. (0 a -20W/m^2) ya que el fuerte albedo de las nubes bajas aumenta el albedo del sistema Tierra-Atmosfera.

Consecuencias del balance radiactivo del sistema Tierra-Atmósfera: la circulación general

En los párrafos anteriores hemos visto que las regiones tropicales presentan un balance radiactivo R_N positivo, ya que absorben más energía solar que la que emiten al espacio por radiación infrarroja (excepto las zonas desérticas). En cambio, las regiones extratropicales y polares presentan un balance negativo, ya que emiten más energía al espacio que la que absorben por la radiación solar incidente. **Esta desigualdad en la distribución de la radiación neta R_N , según la latitud es el motor de la circulación general (atmosférica y oceánica).** Las circulaciones meridionales transportan energía desde las regiones excedentarias (ecuatoriales) hacia las regiones deficitarias (polares).

En resumen la energía excedente de las regiones tropicales es distribuida por:

- La Atmósfera gracias a la circulación de Hadley que transfiere la energía del Ecuador hasta 30 grados de latitud;
- Por los océanos, vía la circulación termohalina y las grandes corrientes de las latitudes medias (Gulf stream)

TEMA X: LA CIRCULACION GENERAL

1. La circulación general de la atmósfera

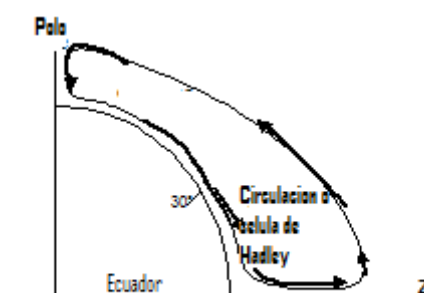
El sistema tierra/atmosfera obtiene la mayor parte de su energía del sol. Esta energía es desigualmente repartida en la superficie del globo. La energía que llega a la superficie del globo es en función del ángulo de incidencia del rayo solar.

Si E_0 representa la energía solar disponible en el límite superior de la atmosfera, y α el ángulo que guarda el rayo solar incidente con respecto a la superficie de incidencia, la energía recibida en la superficie se expresa por la relación: $E = E_0 \sin \alpha$. Ella es máxima en el ecuador en los equinoccios de primavera y de otoño (los rayos solares llegan perpendicularmente en la superficie) $\alpha = 90^\circ$. Es también máxima en los solsticios de verano y del invierno, concretamente sobre los trópicos de cáncer y de capricornio.

Modelos teóricos de la circulación general de la atmósfera

➤ Modelo de Hadley

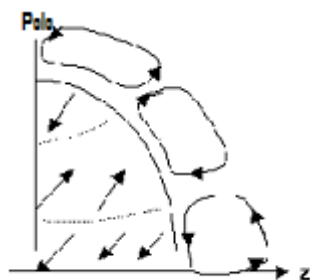
En 1735 Hadley ha propuesto un modelo de circulación general que comprende una celda hemisférica única. Esta considera una rama ascendente en el ecuador y otra descendiente en el polo. Este modelo de circulación intenta explicar el régimen de los vientos alisios, pero no a los vientos Este polares



➤ Modelo de Ferrel

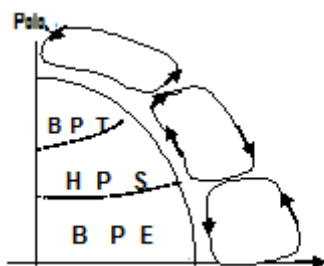
Ferrel aporta una modificación a la circulación de Hadley unicelular introduciendo la componente meridional de la fuerza de Coriolis. Este nuevo dato explica la distribución de las presiones.

La circulación hemisférica se realiza en 3 celdas con dos ramas ascendentes en el ecuador y en las regiones templadas, y 2 ramas descendentes en los polos y en las regiones subtropicales.



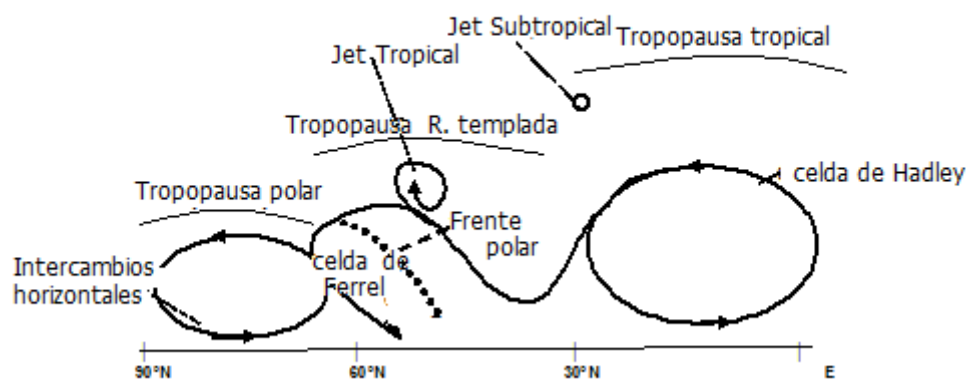
➤ Modelo de Rosby

Rosby aportó una explicación más profunda en 1930 sobre los diferentes regímenes de viento considerando las tres celdas: polar, ecuatorial y templada, identificando así las zonas de altas presiones que las están asociadas.



➤ Modelo de Palmen

El modelo de Palmen aporta en 1951 una contribución decisiva a la descripción de la circulación general, teniendo en cuenta la importancia de los intercambios horizontales y de las corrientes de Jets en altitud. El esquema de Palmen presenta la celda de Hadley con una tropopausa alta, la celda de Ferrel con una circulación compleja, la celda polar, las principales zonas de altas y bajas presiones, así como los Jets tropicales, subtropicales y polares

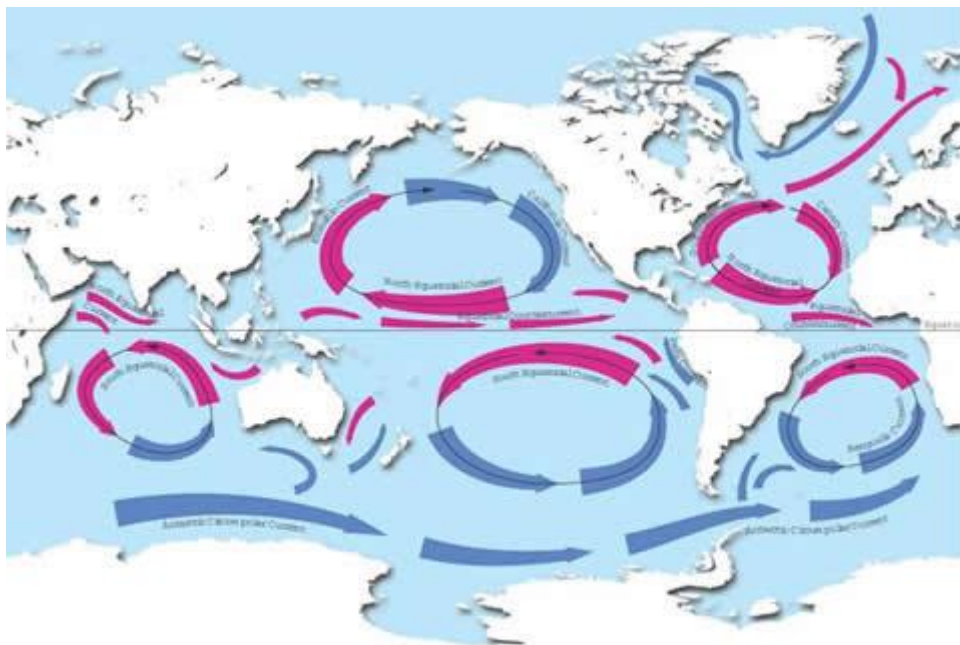


La circulación Oceánica

La energía que origina las corrientes en los mares procede principalmente del Sol. Cuando en la atmósfera se generan diferentes temperaturas por el calentamiento solar se producen los vientos, y éstos causan el movimiento del agua superficial del océano, que se suma a los desplazamientos de las masas de agua producidos por cambios de densidad, dando origen a las corrientes. Sin embargo, éstas no son las únicas causas que producen la circulación oceánica: existen otros factores como el campo gravitacional, la rotación de la Tierra (efecto de Coriolis), la fricción, la fuerza de las mareas y la presión atmosférica.

El efecto de Coriolis hace que las corrientes en el hemisferio norte se muevan en

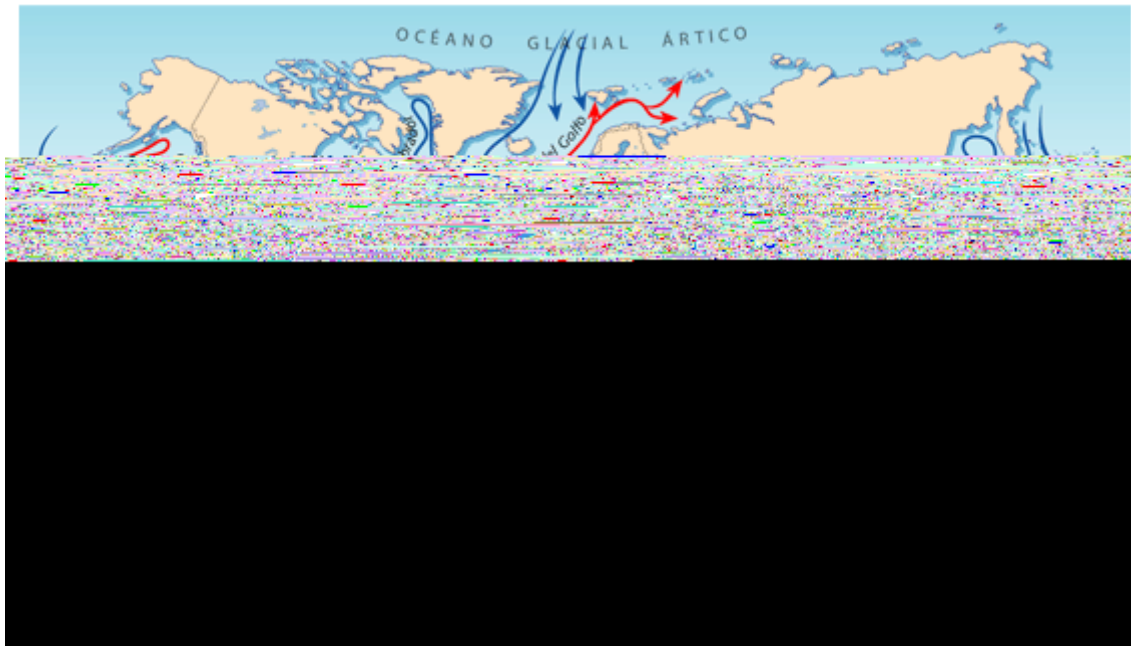
el sentido de las agujas del reloj, mientras que en el hemisferio sur lo hagan en sentido antihorario, lo que da lugar a la existencia de cinco vórtices (o giros) principales en las corrientes oceánicas: los del Atlántico Norte, del Atlántico Sur, del Pacífico norte, del Pacífico Sur y del Indico.



Las corrientes superficiales

Están relacionadas con el régimen de vientos y ayudan a regular la temperatura atmosférica, su circulación es independiente en los hemisferios Norte y Sur y tienen influencia hasta unos 2.000 metros de profundidad. Durante el verano, el océano absorbe la fuerte radiación solar, la almacena en forma de calor que luego se redistribuye a través de las diversas corrientes superficiales del océano que mueven las masas de agua caliente hacia latitudes

más altas y las masas de agua fría hacia las zonas tropicales y ecuatoriales donde se calientan.



Las corrientes superficiales también están influenciadas por la posición de las masas continentales. Mientras que en el Pacífico las corrientes se corresponden aproximadamente con los patrones de los vientos de superficie, en los océanos Índico y Atlántico, el patrón de las corrientes es más complejo.

En el Atlántico Norte, la Corriente del Golfo transporta las aguas cálidas hacia el norte, y una corriente de retorno de agua fría circula hacia el sur sobre el fondo oceánico.

Este intercambio norte-sur tiene una fuerte influencia en las temperaturas atmosféricas. Se estima que si no fuera por ellas, el flujo de calor desde las latitudes del sur a latitudes altas sería dos veces menor, de modo que el contraste entre el clima de ambas latitudes sería aún más marcado: sería más frío en los polos y más

caliente

en

el

ecuador.

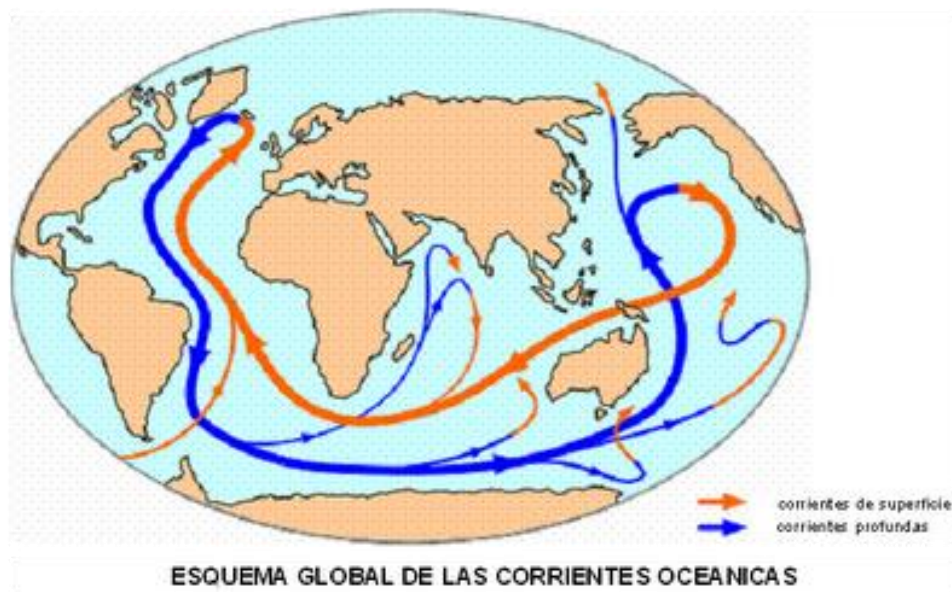
Afloramientos o surgencias (upwelling).

Existen zonas donde las aguas profundas afloran a la superficie. Estos afloramientos o surgencias (upwelling en inglés) tienen lugar en donde las aguas superficiales, por efecto de los vientos y de la rotación terrestre, tienden a alejarse mar adentro. Ocurre esto especialmente en las cuatro márgenes orientales de las cuencas oceánicas del Atlántico (norte y sur) y del Pacífico (norte y sur). A lo largo de estas costas los afloramientos dan lugar a la aparición de corrientes de aguas frías (las que van desde Galicia hasta Canarias, y la llamada de Benguela, que bordea Namibia y Angola en el Atlántico, la de California en el Pacífico Norte y la de Humboldt, en el Pacífico Sur). Estas aguas frías traen a la superficie sedimentos ricos en nutrientes, lo que permite mantener una importante vida marina.



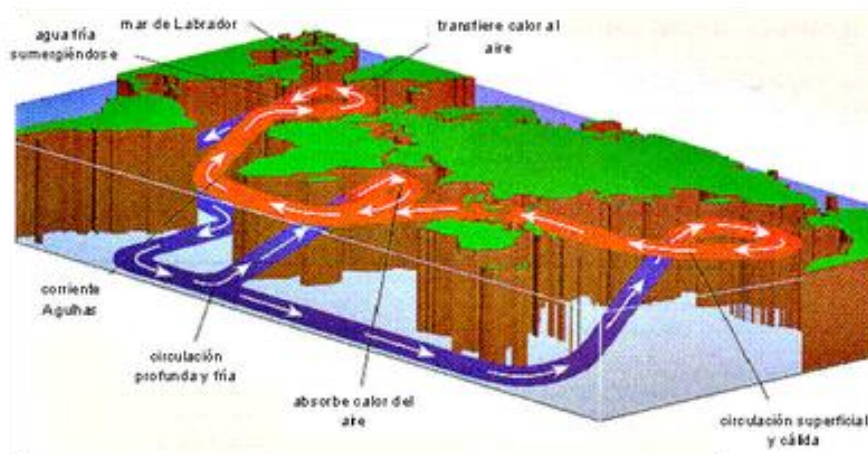
Las corrientes profundas

Ellas no están directamente influenciadas por los patrones de viento, sino que son controladas por los cambios de temperatura y salinidad del agua.



Estas corrientes profundas tienen su origen en el Atlántico Norte, donde el agua fría (enfriada por los vientos fríos de Canadá), salada, densa y bien oxigenada se

sumerge hacia las profundidades, fluyendo hacia el sur por el fondo del océano en todo el Atlántico, cruzando el océano Índico, y luego de regreso al norte a lo largo del Pacífico, para resurgir en el Pacífico Norte, fría y poco oxigenada. Estas aguas se calientan y se oxigenan a lo largo de su recorrido por la superficie, del Pacífico al Atlántico, y se enfrían de nuevo en el Atlántico Norte, donde se hunden para repetir el ciclo. Se tarda unos 1000 años para un viaje de ida y vuelta. En las figuras se puede ver el esquema global de las principales corrientes oceánicas.



La circulación de Walker

Existe un fuerte desequilibrio radiactivo entre la superficie ($R_n = +140\text{W/m}^2$) y el límite superior de la atmósfera ($R_N = +60\text{W/m}^2$).

En los océanos, la energía excedente se encuentra almacenada (fuerte capacidad calorífica) y después una parte importante de esta energía es llevada hacia los polos por las grandes corrientes oceánicas del tipo Gulf Stream y por la circulación termohalina. En los continentes, como la energía excedente no puede ser almacenada (poca capacidad calorífica), ni ser transferida por el suelo (poca conducción térmica), la redistribución de energía se realiza por medio de movimientos verticales de gran escala. Se establece así una circulación en el plano horizontal-vertical a lo largo del pacifico ecuatorial. Esta circulación genera en la

baja troposfera temperaturas más elevadas al Oeste de la cuenca que al Este, así como un gradiente de presión dirigido hacia Este. El sentido de la célula es determinado por la orientación del gradiente de temperatura de la superficie del mar (TSM) dirigido hacia Oeste. Existen cuatro grandes células de este tipo que circulan a lo largo del Ecuador entorno al globo: las células del pacifico, la de atlántico, la de África (RDC) y la de India

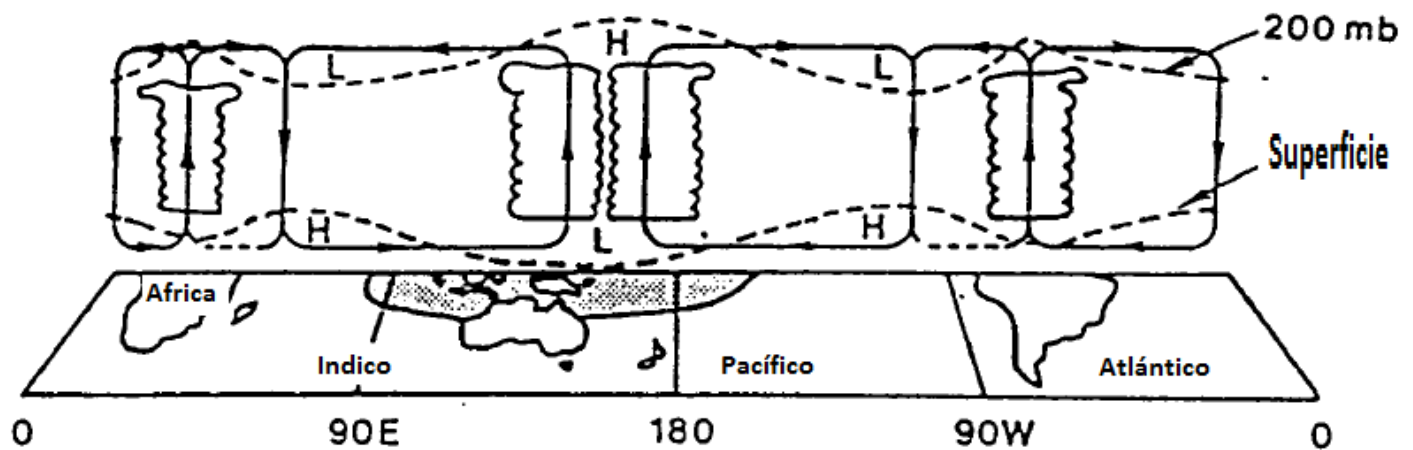


Fig. Circulación de Walker en un plano ecuatorial-vertical.

Las circulaciones anteriores resultan de un promedio tomado entre 15°N y 15°S durante el invierno boreal y de 0° - 30N durante verano boreal. Cada una de las cuatro células o celdas se encuentran en el plano ecuatorial-vertical. Para comprender mejor las diferentes circulaciones, es necesario tener presente que las celdas de Walker se sitúan en un plano perpendicular a la circulación meridional de Hadley (fig.)

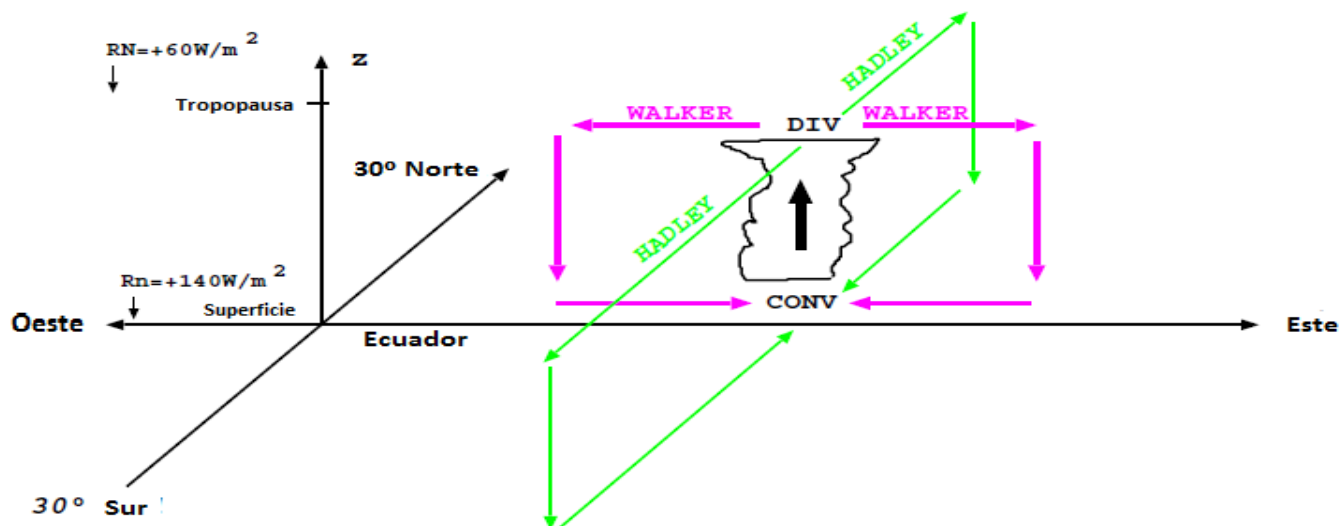


Fig. la circulación de Walker (en violeta) y la circulación de Hadley (en verde). Se puede observar la convergencia CONV en la baja troposfera y la Divergencia DIV en la troposfera superior.

Descripción de las zonas de movimientos ascendentes y descendentes en cada célula de Walker.

Las circulaciones de Walker se presentan como unas estructuras enrolladas donde:

- Las zonas ascendentes generan los grandes polos de convección profunda sobre el planeta, a saber Amazona, África e Indonesia;
- Las zonas de subsidencia se sitúan sobre las costas Este de los océanos atlántico y pacífico y sobre el borde Oeste del océano índico. Ellas están asociadas a los vientos alisios de capas bajas y a una fuerte nubosidad que limitan el calentamiento de aguas frías de la superficie.

TEMA XI. INTERACCIONES ENTRE EL OCEANO Y LA ATMOSFERA

1. EL FENÓMENO DE "EL NIÑO"

Las costas sudamericanas se encuentran afectadas por una corriente marítima fría, esta baja temperatura se debe también a la surgencia de aguas. Cada cierto tiempo se da lugar al fenómeno de El Niño, que consiste en el incremento de la temperatura de las aguas superficiales del mar, esta variación de la temperatura se observa en el sector oriental del Océano Pacífico, no solamente ocurre en América del Sur, sino que existe evidencia que América del Norte se ve afectada también.

El nombre de éste fenómeno fue dado por los pescadores del Perú, llamado así por la aparición de las aguas cálidas en las proximidades de la navidad.

La costa sudamericana se encuentra bañada por la corriente fría de Humboldt o del Perú, en el sector correspondiente al este del Océano Pacífico, ésta corriente fría se ve desviada hacia el oeste por el efecto de la fuerza de Coriolis y por el viento ecuatorial, ésta corriente pasa a llamarse corriente sudecuatorial, dicha corriente comienza a alejarse de la costa sudamericana en la parte norte del Perú y Ecuador una zona de surgencia de aguas frías, la corriente sudecuatorial comienza como una corriente fría, la que al avanzar hacia el sector occidental del Pacífico es violentamente calentada y así llegar con varios grados más. En el sector oriental, las aguas oceánicas se encuentran más bajas que en el sector occidental, encontrándose un mayor volumen de agua del tipo cálida, al oeste del Pacífico, las que son alimentadas y mantenidas por el viento, observándose que la fuerza de presión apunta hacia el sector oriental del Pacífico.

En el sector occidental del Pacífico ecuatorial encontramos una circulación del tipo convectiva, con orientación en forma zonal y como cualidad tiene la de afianzar la alta subtropical ubicada en el sector Sureste del Pacífico y mantener la baja en el sector oeste, ésta circulación es denominada como de Walker (llamada así en honor al investigador Sir Gilbert Walker, 1930, que puso en evidencia su existencia). En la circulación de Walker se distingue en el costado este un descenso de aire, estas masas de aire son desplazadas por la troposfera baja hacia el oeste, pero al llegar a una zona de gran inestabilidad el aire es obligado a ascender en el sector de Indonesia y Archipiélago Malayo, produciéndose en la superficie una baja presión, el aire es retornado hacia el este a través de la troposfera superior y nuevamente comienza a descender en el sector oriental de la circulación, así esta circulación convectiva se cierra.

Condiciones para que suscite el fenómeno de "el niño"

Dicho fenómeno se origina con el aumento de los vientos ecuatoriales, los cuales presentan una reducción muy brusca en su rapidez, llevando consigo el debilitamiento de la circulación de Walker, como también el desplazamiento de ésta circulación hacia el este, produciendo por ello una disminución de la presión en las zonas de Isla de Pascua y la parte comprendida a la alta subtropical. No sólo puede decirse que existió una modificación en la parte este del Pacífico ya que la zona occidental (Indonesia y Archipiélago Malayo) que comprende la presencia de un ciclón, las presiones fueron incrementadas.

Es indudable pensar que una variación en el viento debe estar asociada a un cambio en la presión atmosférica. Cuando se da lugar a esta variación de presión se habla de la “Oscilación del Sur”, dicha oscilación fue conocida por más de 50 años, pero tuvo que pasar mucho tiempo para que Jacob Bjerknes y otros pusieran de manifiesto que el Niño y la Oscilación del Sur se dan en un complejo acoplamiento, manteniéndose la idea de la interacción océano-atmósfera. El reconocimiento de la verdadera interacción El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), fue sólo realizada a mediados de la década del 60.

Se han definido diversos índices tanto atmosféricos como oceánicos para caracterizar la evolución de este proceso, uno de los más utilizados es la diferencia estandarizada de presión atmosférica a nivel del mar entre Tahití, localizado en el medio del océano Pacífico y Darwin, en la costa norte de Australia.

Periodicidad de "el niño"

El fenómeno de El Niño hace su aparición cada cierto intervalos de tiempo, de los eventos que se tiene información existen investigadores que concluyen que se trata de un evento totalmente aperiódico (no tiene patrón definido), otros señalan un período de ocurrencia de 2 a 6 años y de hasta 7 años. La diversidad de opiniones en el tiempo de ocurrencia es muy amplia.

Impactos climáticos globales

El efecto más notorio sobre el clima durante un evento de El Niño se manifiesta principalmente en la forma de ocurrencia de exceso o déficit pluviométrico. El desplazamiento hacia el este de la región con mayor desarrollo de nubosidad en el Pacífico ecuatorial occidental (siguiendo el desplazamiento de las aguas relativamente más cálidas) produce intensas precipitaciones en la región ecuatorial cercana a 180| grados de longitud y un fuerte déficit pluviométrico en gran parte de Oceanía y el sector nororiental de Australia. En América del Norte la presencia del Niño se manifiesta en una tendencia a lluvias invernales anormalmente abundantes en la costa oeste y en los estados juntos al Golfo de México.

Otro impacto notable se observa en la región central del continente cuyos inviernos tienden a ser relativamente benignos (altas temperaturas y menos acumulación de nieve).

En América del Sur las regiones afectadas por excesos pluviométricos son la región sur de Ecuador y norte de Perú durante el verano y el otoño, la región central de Chile durante el invierno y el sector suroriental del continente (sur de Brasil, Uruguay, sur de Paraguay y el noreste de Argentina) durante la primavera. Por otra parte la ocurrencia de estos eventos suele asociarse con déficit pluviométricos en el sector norte, particularmente en las Guyanas y regiones aledañas, en la región andina de Colombia y Venezuela, en el Altiplano y en el noreste de Brasil.

En África el impacto más notorio se advierte en la región suroriental (Sudáfrica, Mozambique y Zambia) donde la ocurrencia de un evento El Niño típicamente se asocia con un fuerte déficit pluviométrico durante el verano, mientras que

simultáneamente, en la región ecuatorial más hacia el norte (Uganda, Kenia y parte de RDC) se registran lluvias anormalmente altas.

TEMA XII: LAS CLASIFICACIONES CLIMÁTICAS

Clasificación climática es todo aquel sistema cuantitativo que permita agrupar climas similares por claves con diferentes fines (ecológicos, climatológicos, proyectos agrícolas o hidráulicos, etc.). Para su realización se toman como base:

- Los procesos atmosféricos formadores del clima,
- La relación entre el clima y la distribución observada en la vegetación,
- El balance hidrológico.

Aparecen así las clasificaciones genéticas, las empíricas e hidrológicas.

En cuanto a los elementos que han servido de base para clasificar a los climas, los más empleados tradicionalmente han sido la temperatura y la lluvia, debido a los contrastes que presentan dentro de grandes áreas con características comunes. El agrupamiento sistemático de los elementos del clima en clases, según sus relaciones comunes, se puede fundamentar en gran número de parámetros; la dificultad reside en establecer criterios generales partiendo de los componentes climáticos que consideramos representativos. La primera y más generalizada regionalización se debe a los griegos, y dividía la Tierra en tres grandes zonas climáticas, basándose en la distribución de las temperaturas: tropical, templada y polar. Desde entonces pueden observarse dos tendencias principales en la clasificación, clasificaciones **genéticas**, basadas en los factores que generan la diversidad climática (circulación de la atmósfera, masas de aire, tipos de tiempo),

y las llamadas **empíricas**, basadas en elementos del clima combinados en índices (grado de aridez y temperaturas).

Las principales clasificaciones son las siguientes:

- Clasificación genética de Flohn
- Clasificación de Budyko
- Sistema de Thornthwaite
- Clasificación de Köppen

Clasificación genética de Flohn

El esquema utilizado por este autor en 1950 se fundamenta en los grandes cinturones de viento del planeta y en la precipitación. A la vez tiene en cuenta el balanceo estacional de los flujos generales de la circulación atmosférica y separa aquellas regiones dominadas todo el año por un mismo sistema de vientos, a las que llama de **clima homogéneo**, de las sometidas a la variación estacional del movimiento del aire, denominadas de **clima heterogéneo**. En conjunto reconoce siete zonas climáticas.

Tipos climáticos	Características pluviométricas
1. Zona ecuatorial de vientos del Oeste	Siempre húmeda

2. Zona tropical de vientos alisios en verano	Precipitación en verano
3. Zona subtropical seca de vientos alisios o cinturón de altas presiones tropicales	Condiciones secas todo el año
4. Zona subtropical de lluvias invernales (tipo mediterráneo)	Precipitación en invierno
5. Zona templada de los vientos del Oeste a lo largo de todo el año	Precipitación moderada repartida
6. Zona subpolar, vientos del Este en verano	Precipitación importante a lo largo del año
6a. Zona subpolar continental	Luvia en verano; nieve temprana en invierno
7. Zona polar de vientos del Este	Precipitación débil todo el año

Clasificación de Budyko

En 1956 el climatólogo ruso Budyko propuso una clasificación sencilla, basada en el balance de energía, que ha tenido amplia aceptación: Para ello se sirve del denominado **índice racional de sequedad (Id)**, que calcula mediante la ecuación

$$Id = R_n / (L \cdot r)$$

donde **R_n** es la radiación neta que puede emplearse en la evaporación de una superficie húmeda (considerando un albedo de 0.18), **L** es el calor latente de evaporación y **r** la precipitación media anual.

Los valores calculados de **I_d** son inferiores a la unidad en regiones húmedas y superiores a ella en las secas. Se obtienen cinco tipos climáticos.

Tipos climáticos	Indice racional de sequedad (I _d)
1. Desierto	> 3.0
2. Semidesierto	2.0 - 3.0
3. Estepa	1.0 - 2.0
4. Bosque	0.33 - 1.0
5. Tundra	< 0.33

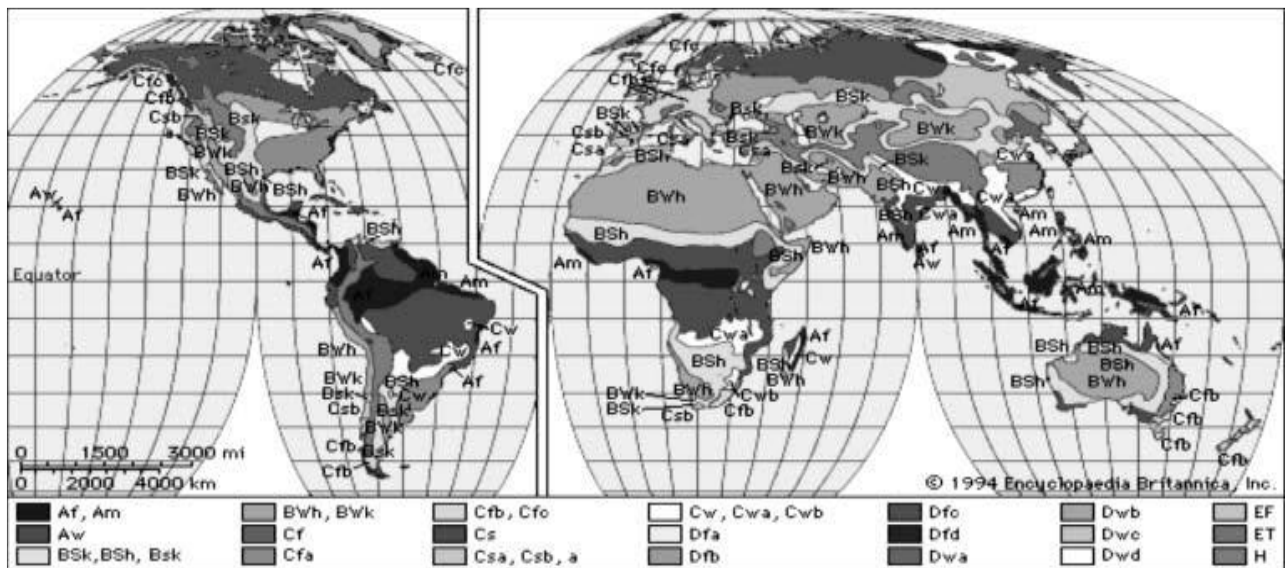
LA CLASIFICACION CLIMÁTICA DE KÖPPEN

Para la clasificación del clima se han propuesto diferentes nomenclaturas o símbolos, que cada cual puede traducir según su lenguaje. Las clasificaciones climáticas más conocidas son las de Köppen, Thornthwaite, Terjung, Berg, Alisov, Lang y Pének. De todas ellas, la más utilizada para la representación de las distintas

regiones climáticas del planeta sigue siendo la creada por el botánico, meteorólogo y climatólogo alemán Dr. Wladimir Köppen en 1890.

A lo largo de toda su vida, este eminente especialista desarrolló y perfeccionó un sistema empírico de clasificación, tomando como base valores medios mensuales y anuales de temperatura y precipitación, así como sus variaciones estacionales y sus efectos sobre la vegetación natural. Köppen estableció cinco grupos climáticos o zonas principales, designándoles con las letras A, B, C, D, E y completándolos con subgrupos que se denotan con una segunda letra, repartiendo dos en cada grupo, exceptuando el C que contiene tres. Las letras de los subgrupos son S, W, f, w, s, m, T y F. La S y W sólo son aplicables a los climas tipo B, dando lugar a los tipos BW y BS. Para los climas restantes quedan las letras A, C, D, y E (tabla). Todas las regiones del mundo quedan clasificadas en 11 clases de climas.

El significado de las letras se aprende con facilidad, lo cual viabiliza la lectura de los mapas y diagramas confeccionados con la clasificación (Figura siguiente).



Descripción de las letras

- A : Clima tropical lluvioso. Todos los meses la temperatura media es superior a 18° C. No existe estación invernal y las lluvias son abundantes.
- B : Climas secos. La evaporación es superior a la precipitación y no hay excedente hídrico.
- C : Climas templados y húmedos. El mes más frío tiene una temperatura media comprendida entre 18° y -3° C, y la media del mes más cálido supera los 10° C.
- D : Climas templados de invierno frío. la temperatura media del mes más frío es inferior a -3° C y la del mes más cálido está por encima de 10° C.
- E : Climas polares. No tienen estación cálida y el promedio mensual de las temperaturas es siempre inferior a 10° C. Cuando el mes más cálido oscila entre 0 y 10° C de temperatura media, el autor diferencia el grupo ET (clima de tundra) y en el caso de que ningún mes supere los 0° C de media el grupo EF (clima de hielo permanente).

Los grupos anteriores se subdividen a su vez en subgrupos más específicos mediante letras minúsculas, con referencia a la distribución estacional de la precipitación:

- f : lluvioso todo el año, ausencia de período seco.
- s : presencia de estación seca en verano.
- w : estación seca en invierno.
- m : precipitación de tipo monzónico.

Para matizar el régimen térmico se hace uso de una tercera letra:

- a : temperatura media del mes más cálido superior a 22° C
- b : temperatura media del mes más cálido inferior a 22° C, pero con temperaturas medias de al menos cuatro meses superiores a 10° C
- c : menos de cuatro meses tienen temperatura media superior a 10° C
- d : el mes más frío está por debajo de -38° C
- h : temperatura media anual superior a 18° C
- k : temperatura media anual inferior a 18° C

Tabla de resumen

TIPOS DE CLIMAS Y CRITERIOS DE CLASIFICACION DE KÖPPEN

Grupos	Tipos de climas	Fórmulas	Criterios de clasificación			
			Precipitaciones (P en cm)		Temperaturas (T en °C)	
			Estación* máxima	Cantidad	Mes más frío	Mes más cálido
A	Clima de Bosques tropicales lluviosos	Af	Todo el año	el mes más seco > 6 cm	>18	
	Clima de Sabana	Aw	Invierno	el mes más seco < 6 cm	>18	
B	Estepa	BS	Invierno	P<2T		
			Todo el año	P<2(T+7)		
			Verano	P<2(T+14)		
	Desierto	BW	Invierno	P<T		
			Todo el año	P<(T+7)		
			Verano	P<(T+14)		
C	Templado lluvioso todo el año	Cf	Todo el año	Cantidades diferentes a las de Cw o Cs	-3 a +18	**
	Templado con invierno seco	Cw	Verano	El mes con más precipitaciones en verano recibe más de 10 veces las precipitaciones del mes más seco del invierno	-3 a +18	**
	Templado con verano seco	Cs	invierno	El mes con más precipitaciones en invierno recibe más de 3 veces las precipitaciones del mes más seco del verano	-3 a +18	**
D	Bosques nevados con precipitación todo el año	Df	Todo el año	Como Cf	< -3	**
	Bosques nevados con inviernos secos	Dw	Verano	Como Cw	< -3	**

E	Clima de Tundra	ET				0 a 10
	Clima de hielo permanente	EF				< 0
<ul style="list-style-type: none"> • *Las estaciones son periodos que parten de abril a septiembre (verano) y de octubre a marzo (invierno). Los criterios para determinar si una estación es seca o húmeda son los que figuran sobre la columna "cantidad" delante de los símbolos Cw y Cs. • ** En los grupos C y D, una 3ª letra simbólica puede ser añadida según el siguiente criterio: • "a" si la temperatura del mes más cálido es superior a +22°C; • "b" si la temperatura del mes más cálido es inferior a +22°C y que haya más de 4 meses donde la temperatura media mensual es superior a +10°C; • "c" si la temperatura del mes más cálido es inferior a +22°C y que haya como máximo 4 meses donde la temperatura media mensual es superior a +10°C; • "d" si la temperatura del mes más frío es inferior a -38°C. • Aw puede ser remplazado por Am (clima de Monzón), cuando la altura media de precipitaciones (en cm) durante el mes más seco (siendo todos < 6cm) es superior a $10 - (P/25)$ 						

BIBLIOGRAFIA

- 1) Elementos de Meteorología y Climatología. Luis E. Ramos y Cecilia G P
- 2) Météorologie Général et Maritime. J. Yves et all 2000
- 3) Atmosfera, Tiempo y Clima. R.G. Barry 1999
- 4) Apuntes de Meteorología Agrícola. J.F. Yagüe 1983
- 5) Météorologie Aéronautique. J. Besse et all 2008
- 6) La Convención Marco de Cambio Climático y el Protocolo de Kioto