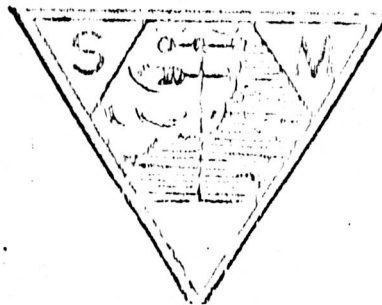


REPÚBLICA DE VENEZUELA
COMANDANCIA DE LAS FUERZAS AERIAS
SERVICIO DE METEOROLOGIA

IV

Meteorología General

por A. W. GOL



METEOROLOGIA GENERAL

CAPITULO I. INTRODUCCION

1. EL UNIVERSO.

Mirando en una noche clara hacia el cielo, podemos observar, al parecer, una inmensa cantidad de estrellas. Varios astrónomos contaban las estrellas que son visibles a simple vista, como alrededor de 6000. Pero nosotros podemos ver solamente una parte de la esfera estelar, esta cantidad se reduce a la mitad, o sea a 3000.

Con simples gemelos de campaña ya hay posibilidad de ver unas 100000 estrellas, mientras con telescopio mediano se puede observar más de 1 millón y especialmente con los telescopios más grandes (Monte Palomar en los EE.UU., cuyo lente tiene un diámetro de $2\frac{1}{2}$ metros) más de 100 millones y fotografías de larga exposición hacen visible todavía más. Es cierto que hay un tremendo gran número de estrellas.

Los griegos y anteriormente los árabes veían en un grupo de estrellas dioses, animales o personajes mitológicos. En la Ursa Menor (Osa Menor) la estrella es la Polaris, punto fijo y Polo Norte en nuestro sistema estelar que parece ser el eje giratorio de éste, e indica la dirección Norte para los marinos desde la Edad Vieja hasta nuestros tiempos actuales.

En uno de los grupos de estrellas, la Andrómeda, puede observarse a simple vista como punto nebuloso, el cual, observándolo con telescopio se presenta como una Niebla Espiral (vea fotografía), una acumulación de estrellas, cuya distancia de la Tierra se calcula en alrededor de 700.000 años luz, y cuyo diámetro se estima en 50.000 años luz.

1 Año luz es la unidad astronómica para medir la distancia de estrellas y es el recorrido de la luz en un año.

Sabemos que la luz tiene una velocidad de 300.000 km por cada segundo. El recorrido de la luz en 1 minuto (60 segundos) es entonces $300.000 \text{ km} \times 60 \text{ segundos} = 18.000.000 \text{ km}$ (en un minuto).

El recorrido de la luz en una hora (60 minutos) se obtiene:

$$18.000.000 \text{ km} \times 60 \text{ minutos} = 1.080.000.000 \text{ km. (en una hora),}$$

El recorrido de la luz en 1 día (24 horas) es:

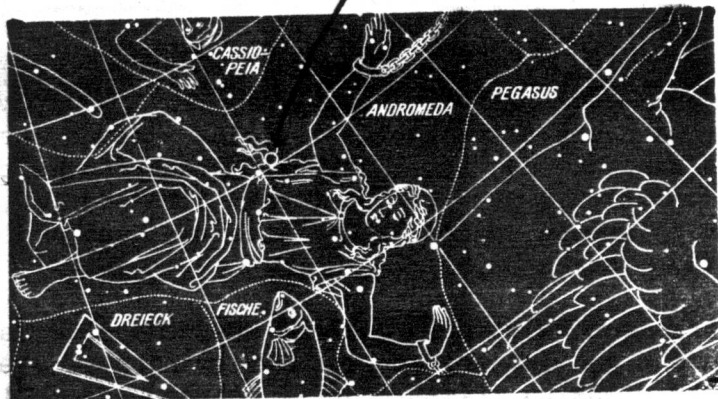
$1.080.000.000 \text{ km} \times 24 \text{ horas} = 25.920.000.000 \text{ km}$ (en un día) y finalmente el recorrido de la luz en 1 año (365 días):

$$25.920.000.000 \times 365 = 9.460.800.000.000 \text{ km. (en un año)}$$

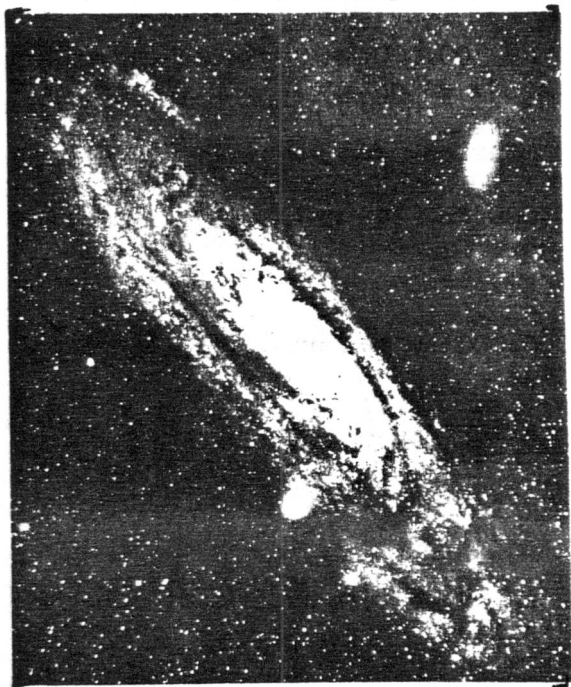
Para llegar de la Tierra a la Niebla Espiral de la Andrómeda se necesita entonces 700.000 años, viajando con una velocidad de 300.000 km por segundo.

Pero la Niebla Espiral de la Andrómeda no es el caso único, se descubren más y más Nieblas Espirales (vea fotografías).

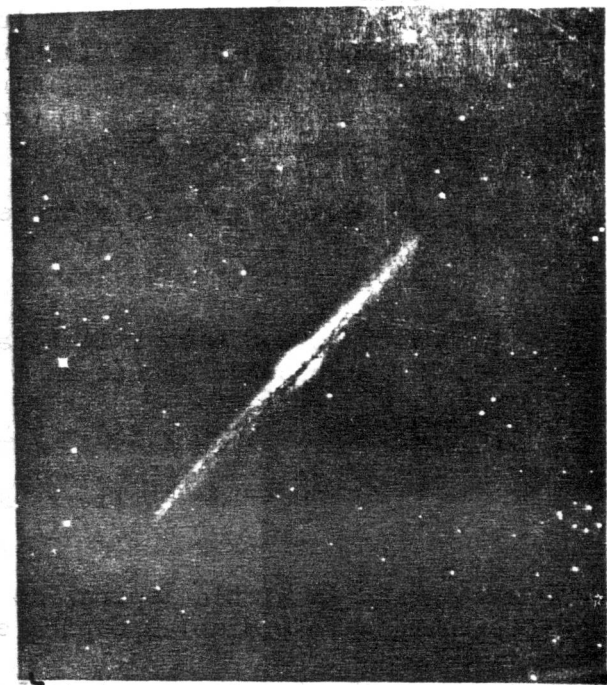
En algunas zonas del cielo, a simple vista, podemos observar, más estrellas que en otros lugares. Muy marcante es la banda de estrellas, que se extiende sobre todo el cielo, que nosotros llamamos Vía Láctea. Los astrónomos ahora dicen, que la Vía Láctea es también una de las nieblas espirales, con un diámetro de 100.000 años luz. Nuestro Sol es precisamente, tan sólo, uno de los millones de estrellas de esta Vía Láctea, pero tampoco es el centro de ésta, dista de ella, una distancia de 30.000 años luz.



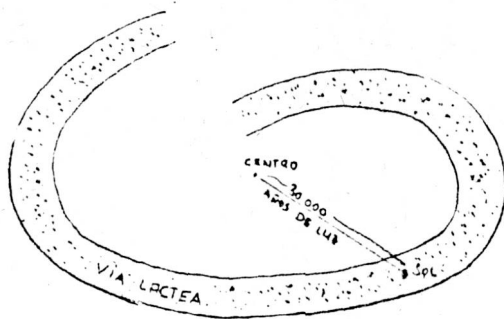
I. La Constelación Andrómeda
 El círculo en el lado derecho del cinturón
 indica la posición de la Niebla Espiral.



II. La Niebla Espiral de la Andrómeda
 Su distancia de la Tierra se estima en
 700.000 años de luz. Las numerosas es-
 trellas que se ven como puntos sobre la
 Niebla Espiral están más cerca de la
 tierra.



III. La Niebla Espiral entre
 "Bootes" y "Lión", de lado.



Consideremos finalmente, cuál es la materia de que constan todas las estrellas. Aunque la distancia de nuestra Tierra es enorme, las estrellas emiten ondas de luz (como por ejemplo la estrella: El Sol), el astrónomo tiene un medio para investigar la constitución de éstas: El Espectroscopio. Por medio de este instrumento de investigación sabemos que todos los millones de soles contienen hierro, hidrógeno, carbón, en resumen todas las otras sustancias que conocemos de nuestra Tierra propia.

En el Universo reina una uniformidad de constitución. Nos viene la idea, que todo el Universo está construido según un plano claro y sabio y sentimos que debe haber un espíritu indefinido, según el cual se rige el Universo.

2. NUESTRO SOL.

No existe ningún otro cuerpo estelar, que tenga tanta importancia para nosotros como el Sol. Podemos vivir sin luna o sin las otras estrellas, pero sin la luz del Sol y sin la energía calórica solar, no puede existir la vida terrestre.

La distancia del Sol a la Tierra es 149,500.000 km, ó alrededor de 150 millones de kilómetros.

Para viajar del Sol a la Tierra con una velocidad de 300,000 km por segundo se necesita entonces:

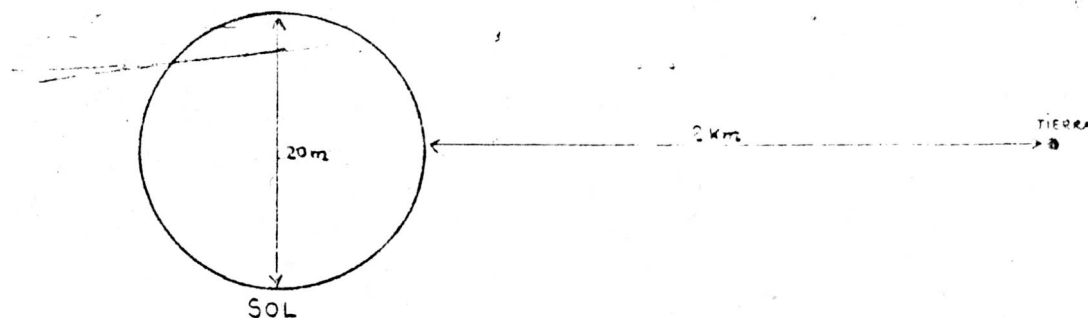
$$\frac{149.500.000}{300.000} = 498,3 \text{ segundos ó dividiendo este valor entre 60 se obtiene el tiempo en minutos:}$$

tiene el tiempo en minutos:

$$\frac{498,3}{60} = \underline{8 \text{ minutos } 18,3 \text{ segundos.}}$$

La luz del Sol que llega en un momento a nuestra Tierra, en realidad fué emitida del Sol 8 minutos 18.3 segundos antes.

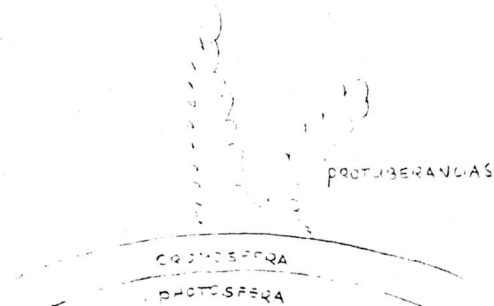
El diámetro del Sol asciende a 1,391,000 km; 110 veces mayor que el de la Tierra (12,756 km). Para poder comparar el tamaño del Sol con el de la Tierra, nos imaginamos el Sol como globo de 20 metros de diámetro y en una distancia de 2 km se encontrará la Tierra como una pelota de fútbol de un diámetro de 18 cms.



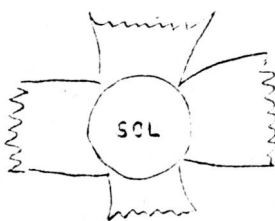
La Masa del Sol es 332.000 veces más grande que la de la Tierra. 1 metro cúbico del Sol pesa 1400 kg, mientras 1 metro cúbico de la Tierra pesa 5500 kg. El peso específico del Sol es 1.4.

Manchas solares. Observando el Sol con un pequeño telescopio, podemos ver sobre el disco claro algunos puntos oscuros llamándolos manchas solares. Algunas manchas solares son tan grandes que se pudieran colocar varias Tierras en éstas. Alrededor de las manchas hay zonas más claras, las antorchas del Sol. La cantidad de manchas solares durante el transcurso de los años es variable. En algunos años apenas se ve una mancha, 5 años después hay gran número, para desaparecer de nuevo después de un período de años. La actividad de las manchas solares, período de un promedio de 11 años, influencia también la Tierra. Se observaron tormentas magnéticas, mayor frecuencia de las llamadas auroras boreales y australes y hay índice de influencia en los fenómenos meteorológicos (vea apartes 10 y 11 radiación Ondulatoria y Corpuscular). Las manchas solares son en realidad volcanes solares que emiten la radiación corpuscular.

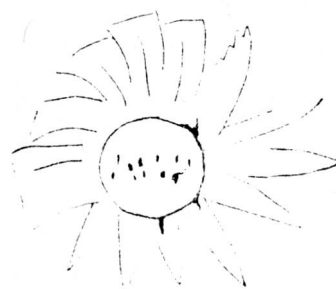
La superficie del Sol, muy clara, se llama fotosfera. Por medio de un Espectroscopio es posible investigar el borde del disco solar. La capa, que está colocada sobre la fotosfera, se llama cromosfera y de esta se levantan las protuberancias, generalmente de color rosa y de formas fantásticas. Estas contienen muchos gases de hidrógeno y vapor de calcio. Las protuberancias alcanzan alturas de 827.000 km.



Durante los eclipses solares se observa la Corona del Sol, que varía con la actividad de las manchas solares. Con pocas manchas, se ven rayos solamente desde las zonas ecuatoriales del Sol, mientras con manchas solares, los rayos de la Corona se ven hacia todas las direcciones.



CORONA SOLAR DURANTE UN PERIODO DE POCAS MANCHAS



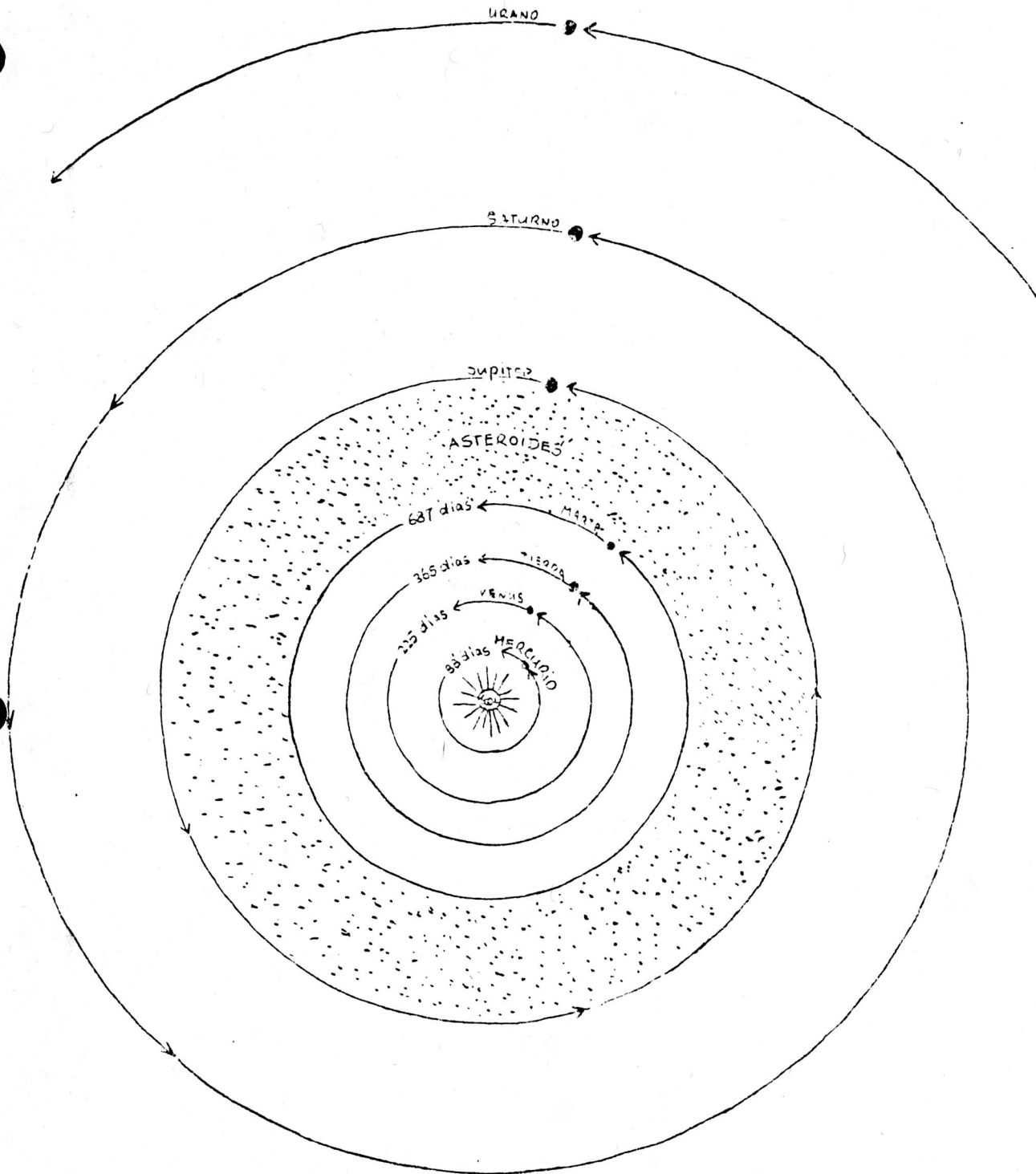
CORONA SOLAR DURANTE UN PERIODO DE MUCHAS MANCHAS

3. EL SISTEMA SOLAR O PLANETARIO.

El Sol tiene gran número de satélites, llamados planetas porque no emiten luz propia sino la luz solar reflejada en la atmósfera o en la superficie de éstos. Todos los planetas giran alrededor del Sol, cuya órbita es casi circular (elipsoide). Todas las órbitas de los planetas están en un plano y el sistema entero, Sol y los planetas, se llama Sistema Solar o planetario.

El más cercano al Sol es el planeta Mercurio, que tiene una distancia del Sol de 58 millones de km y gira en 88 días con una velocidad de 37 km/seg. alrededor del Sol. Su diámetro es de 4800 km y no tiene rotación propia.

EL SISTEMA SOLAR, PLANETARIO



El planeta Venus, cuya distancia del Sol es de 108 millones de kilómetros, necesita para una translación entera alrededor del Sol, **225** días que son $7\frac{1}{2}$ meses terrestres, con una velocidad de 35 km/seg. Su diámetro es de 12200 km, casi el mismo que el de la Tierra. Tiene también una atmósfera similar a la nuestra y necesita de 5 hasta **6** semanas para finalizar su rotación propia.

Llega el planeta Tierra, cuya distancia al Sol es alrededor de 150 millones de km y gira en 365 días (1 año) alrededor del Sol, con una velocidad de **29,5** km/seg.

Como cuarto planeta según la distancia al Sol, llega el planeta Marte, cuya distancia es de 228 millones de kms. Con una velocidad de 24 km/seg gira en 687 días alrededor del Sol. El diámetro es de 6800 km y tiene una atmósfera de unos 200 km de espesor. El planeta Marte tiene además 2 satélites: "2 lunas", llamados "Deimos" y "Phobos", el último necesita 7 horas 39 minutos y el Deimos 30 horas 13 minutos para una vuelta completa alrededor de Marte.

Llegan después Júpiter (distancia 778 millones km), Saturno (1426 millones km), Urano (2870 millones km) Neptuno (4500 millones km) y Plutón, planetas de tamaño mayor que la Tierra, pero necesitan años para girar una vez sobre el Sol: Júpiter 12 años, Saturno **29**, Urano 84, Neptuno 165.

Todos los planetas giran en la misma dirección alrededor del Sol.

Entre la órbita de Marte y la de Júpiter se encuentran los Asteroides, en número de 1500, pero de tamaño muy pequeño, el mayor es llamado "Vesta", que tiene un diámetro de apenas **500** km. Pero muchos de estos satélites no sobresalen de 5-6 km de diámetro y otros son solamente bloques de piedra de variable forma. Pertenecientes al Sistema Solar o planetario son también los Cometas y Meteoros, algunos de los primeros son visibles **sólo** una vez, mientras otros, como el Cometa Halley, viene cada 76 años y estará de nuevo visible en el año 1986.

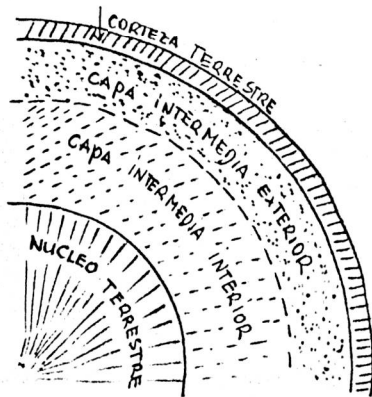
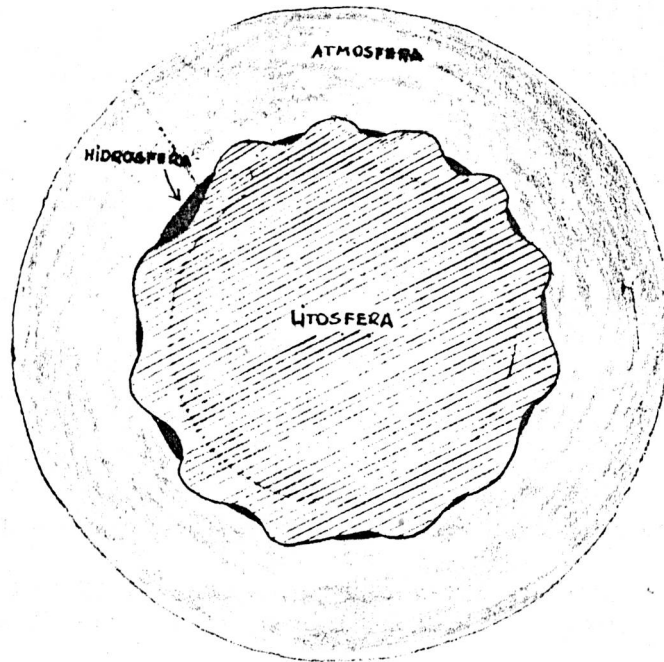
Los Meteoros son bloques de diámetro de 1 metro hasta varios metros, que penetran en la atmósfera y por fricción con el aire se vuelven incandescentes cayendo luego a la Tierra.

Estelas son también partículas pequeñas del universo, que, pasando la atmósfera, se calientan por fricción, emitiendo luz.

4. LA CONSTITUCION DEL PLANETA TIERRA.

En tiempos antiguos se opinaba que el Mundo estaba constituido por 4 elementos: La Tierra sólida como fundamento del Mundo, el agua de los mares y ríos, el aire sobre la tierra y los mares y, finalmente el fuego cuyo lugar era en sitios celestiales o subterráneos. Resto de esta opinión antigua se encuentra todavía en la división de los ramos más importantes de la geofísica:

Se habla en la geofísica de la tierra sólida (Litosfera), de los depósitos de agua en la tierra (la hidrosfera) y de la zona del aire (la atmósfera).



- 1) La Litósfera está constituida por el núcleo terrestre con el peso específico de 9-11, por 2 capas intermedias divididas por un nivel divisor, la primera capa intermedia tiene un peso específico de 6-7 y la última uno de 3.4.

Sobre la capa intermedia exterior está flotando la corteza terrestre, sólida, mientras el núcleo y las 2 capas intermedias están en estado líquido o al menos muy blando por las temperaturas en el núcleo que se estiman entre 10000-20000 C°. Este factor

es de importancia, ya que en la corteza terrestre al bajar a una misma subterránea, la temperatura aumenta por cada 100 metros, 2.5 C°

Solamente porque la corteza terrestre está flotando sobre el interior de la tierra, podemos entender las tormentas y la erupción de los volcanes.

La ciencia que se ocupa de la investigación de la litósfera se llama : geología.

- 2) Bajo el nombre : hidrosfera se entienden todos los mares, océanos, ríos, riachuelos inclusive los ríos subterráneos de la Tierra. La hidrosfera está investigada por la Ciencia hidrología. La palabra hidrología vie

ne del griego: Hidro que significa agua.

3) La atmósfera es una mezcla de gases. En sus partes principales, es una mezcla de un gas tan inerte como el Nitrógeno, activo como el oxígeno, y diversos residuos de gases.

La ciencia que estudia la atmósfera: La meteorología

En la parte baja de la atmósfera, la composición media, en porcentajes, es:

78% de nitrógeno
21% de oxígeno
0.96% de argón
0.03% de anhídrido carbónico
0.01% de residuos de gases como helio, neon, criptón, xenon y algo de hidrógeno.

Contiene la atmósfera, además, ácido nítrico, amoníaco, vestigios de ácido sulfúrico, peróxido de hidrógeno y que según su tamaño y número, disminuyen la transparencia del aire.

En las más altas capas se encontrarán, principalmente hidrógeno y helio, por ser los más livianos.

Constituyentes menores y variables de la atmósfera son también el:

a) Ozono, un estado alotrópico del oxígeno, y se supone que se forma por la acción de los rayos ultravioletas sobre el oxígeno. Se le encuentra preferentemente en las regiones montañosas y en las costas marítimas,

b) Vapor de agua. La cantidad no excede nunca del 4% del volumen del aire, teniéndose, según Ham, la siguiente proporción media de acuerdo con la latitud:

Ecuador	2.63%
latitud 50°	0.92%
latitud 70°	2.20%

El vapor de agua está confinado en las capas bajas de la atmósfera.

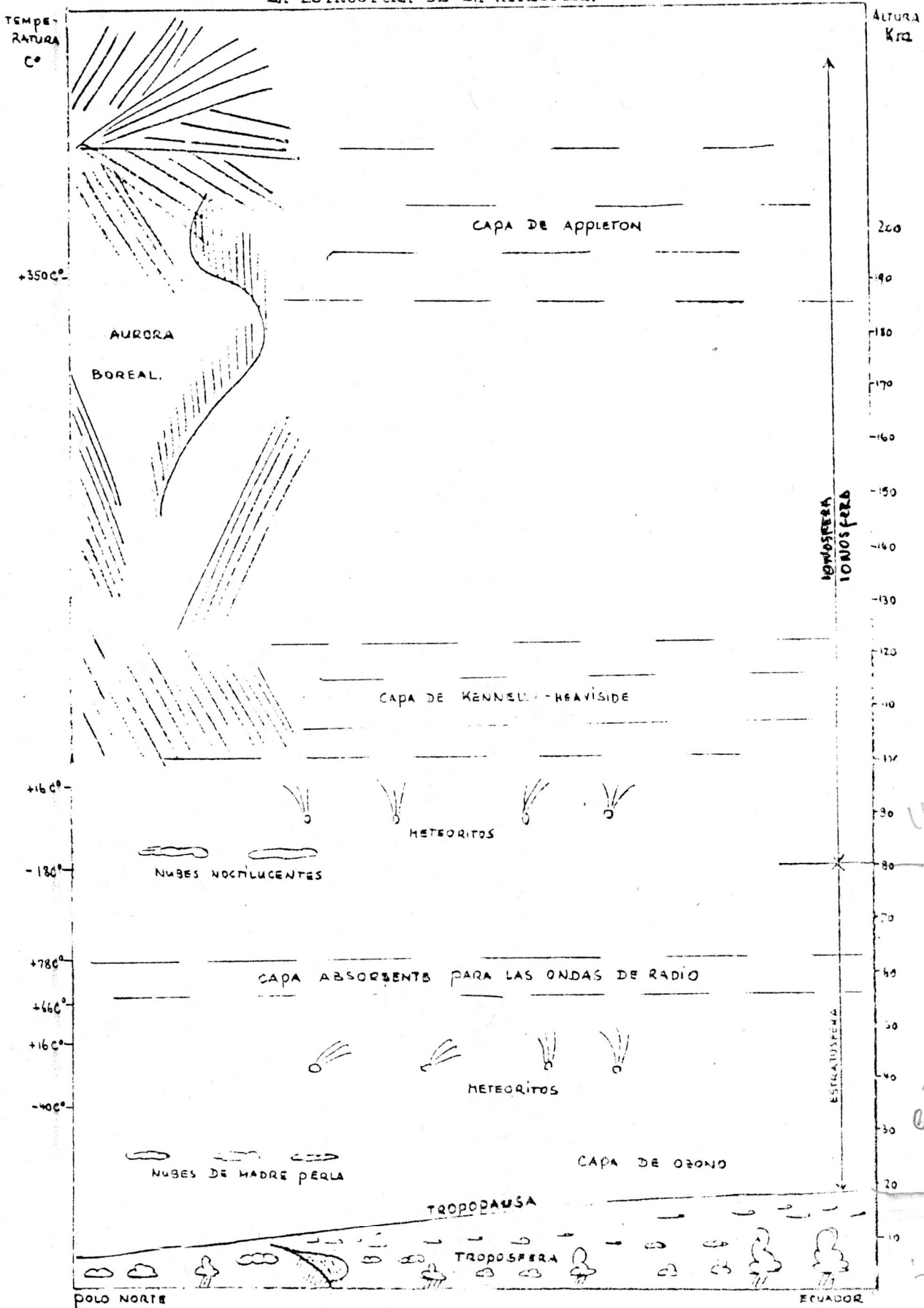
A pesar de ser elemento escaso comparado con los otros que tiene el aire, juega papel muy importante en la vida animal y vegetal; sin él sería imposible la vida en la Tierra; está vinculado con las formaciones de las nubes, lluvias, rocío, nieve, granizo y heladas. Su estudio es tan interesante e importante, que un largo capítulo de la meteorología está dedicado a él.

c) Polvo atmosférico. Constituye una de las impurezas de la atmósfera. Está constituido por materias orgánicas e inorgánicas.

Materias inorgánicas son mucho más numerosas. Su presencia se debe a varias causas, figuran, entre las principales, las cenizas de volcanes cuando están en erupción, los residuos de las combustiones que se efectúan en la Tierra, como el de las chimeneas de fábricas o humos de fraguas, los de las combustiones de los motores en general, de los meteoros que atraviesan la atmósfera y que al ponerse incandescentes se desintegran en parte. Todas estas materias son repartidas en la atmósfera por el viento de la superficie y de las alturas.

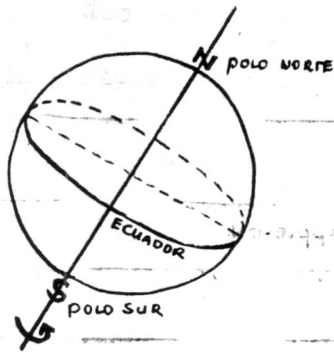
Se le atribuye también, pronunciada influencia en la formación de nubes y nieblas; sirviendo como núcleos de condensación.

LA ESTRUCTURA DE LA ATMOSFERA



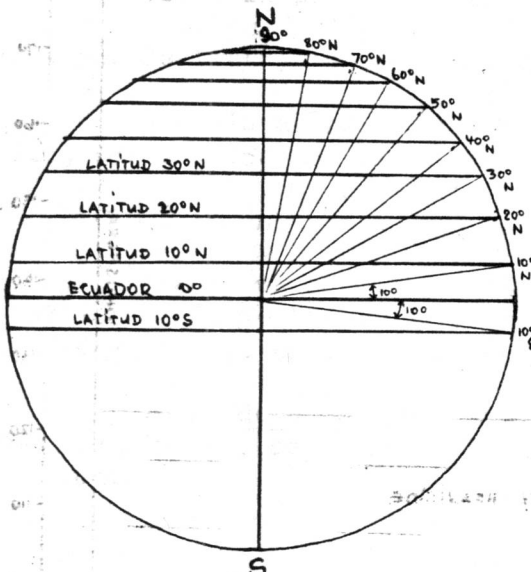
5. LA ROTACION PROPIA DE LA TIERRA, POLOS TERRESTRES Y LA ORIENTACION.

La Tierra gira sobre si misma en 23 horas 56 minutos 4.1 segundos, más o menos prácticamente en 24 horas.



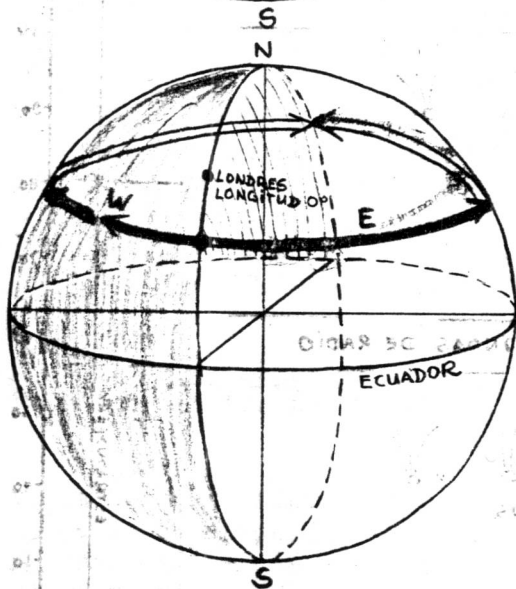
El eje de rotación es una línea imaginaria que une el polo Norte con el polo Sur. Pro longándose esta línea imaginaria del polo Norte hacia el cielo, dicha línea pasará directamente la estrella polar en la Ursa Menor. (Osa Menor).

El círculo que divide la Tierra en 2 Hemisferios iguales, el Hemisferio Norte hacia el polo Norte y el Hemisferio Sur hacia el polo Sur se llama Ecuador.



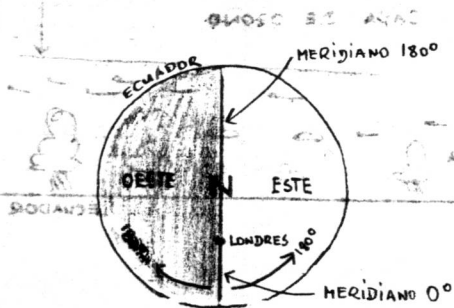
El Ecuador y el Eje de rotación imaginario de la Tierra incluyen un ángulo recto (90°). Dividiendo este ángulo en 10 grados y prolongando las líneas de los ángulos hasta la circunferencia (o la corteza terrestre), se obtiene la latitud, que son círculos paralelos al del Ecuador. El Ecuador entonces por tener el ángulo 0° es llamado también latitud 0°; el polo Norte por tener 90° es entonces llamado latitud 90° Norte.

En el Hemisferio Sur puede dividirse también similar que en el Hemisferio Norte el ángulo recto entre Ecuador y eje imaginario de rotación, y para distinguir después las latitudes del Hemisferio Sur de las del Hemisferio Norte se dice para la latitud del polo Sur latitud 90° Sur o latitud 30°S que es la latitud de Río de Janeiro etc.



Por ser la Tierra una esfera se puede también trazar círculos, que salen del polo Norte hacia el polo Sur y al otro lado de la Tierra de nuevo hacia el polo Norte. Dichos círculos son llamados longitudes o Meridianos.

Observando una vez la Tierra a vista de pájaro, pero directamente encima del polo Norte, se puede ver este mismo en el centro y el Ecuador como el círculo exterior. Trazando un meridiano o una longitud inicial llamándolo longitud 0° se obtiene dos semi-círculos: Uno a la izquierda o al Oeste del meridiano, otro a la derecha o al Este de la longitud dibujada.



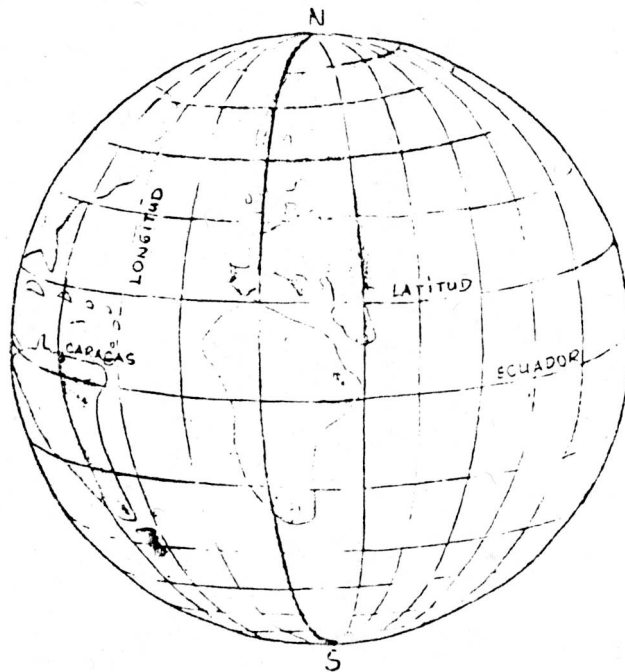
Los 2 semi-círculos de nuevo podemos dividir en 180 grados, que significan después las longitudes al Oeste del Meridiano 0° o al Este del Meridiano, según convención internacional, el Meridiano 0° es el que pasa por el observatorio Greenwich cerca de Londres, por eso se dice también que es el Meridiano de Greenwich o Londres.

Por medio de latitud y longitud en $^{\circ}$ grados, minutos y segundos se puede orientar cualquier punto o lugar de la Tierra.

Por ejemplo, Caracas está a latitud 10° Norte y longitud 67° Oeste.
Cualquier barco en el mar o avión atravesando el Atlántico puede fijar su posición o las coordenadas, como se las llama.

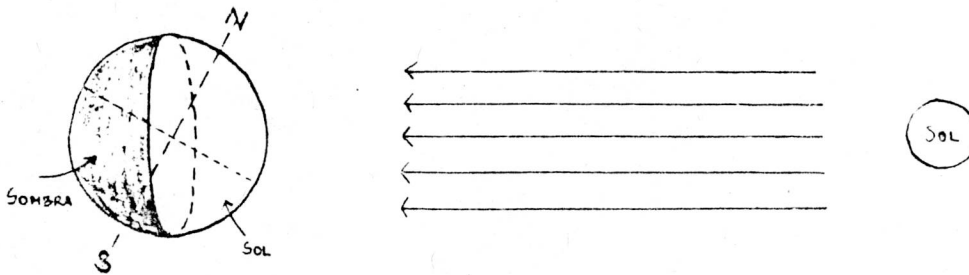
En cada mapa aeronáutico o geográfico se encuentran las líneas de latitudes y longitudes. En los mapas de zonas tropicales (proyección Mercator) estas líneas son horizontales (latitud) o verticales (longitud). 1 grado de latitud corresponde a una distancia de $111 \frac{1}{9}$ kilómetros. El grado se divide en 60 minutos, la distancia de 1 minuto de latitud es entonces $111,111 \frac{1}{9}$
m = 1852 metros, que llamaban los marinos 1 milla náutica.

De nuevo se puede dividir 1 minuto en 60 segundos, y la distancia de un segundo una vez calculada es alrededor de 31 metros.

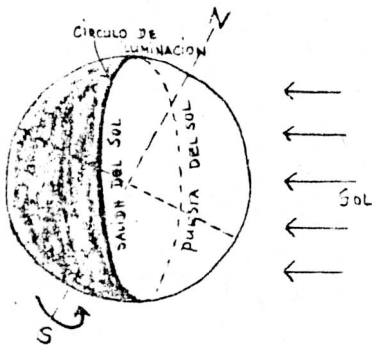


5. DIA Y NOCHE. LA HORA DE GREENWICH.

Sabemos que la Tierra hace una rotación propia en 24 horas. Considerando la exposición al Sol, queda una mitad de la Tierra iluminada por él y la otra está en la sombra.

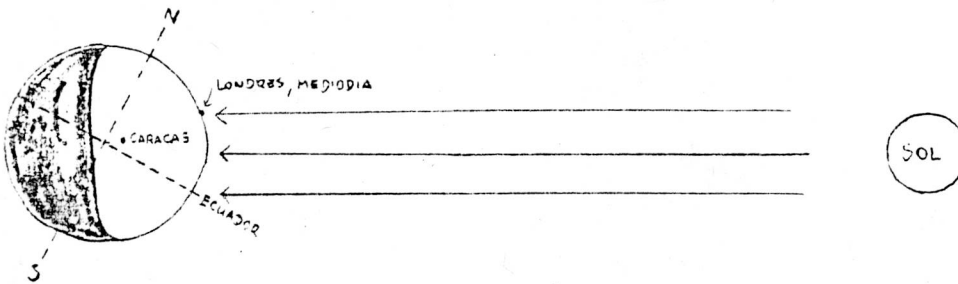


Al círculo máximo que separa el hemisferio iluminado del oscuro, y cuyo plano es normal al radio vector que va desde el centro del Sol al centro de la Tierra, se la llama círculo de iluminación. La rotación de la Tierra tiene su período diario, determina el proceso del día y de la noche y, desde luego, una oscilación diaria de la insolación. Cada punto de la Tierra, en el transcurso de un día, está una vez en el hemisferio iluminado y otra vez en el hemisferio oscuro.



El llamado círculo de iluminación ~~está~~ te marcado. El sentido de rotación de la Tierra es del W hacia el E. Todos los lugares de la Tierra que en un momento dado se encuentran sobre el semi-círculo de iluminación delantera, ven por primera vez al día los rayos del Sol cerca del horizonte y se dice entonces: Salida del Sol.

Cada punto de la Tierra que en un momento dado se encuentra sobre el semicírculo de iluminación por detrás, ve por última vez en el día los rayos solares cerca del horizonte y se dice entonces: Puesta del Sol.



Cuando Londres (situado en longitud 0° o Meridiano Greenwich) se encuentra completamente expuesto al Sol (desde Londres se ve el Sol más cercano al Zenit) se dice que es 12 HORAS DEL MERIDIANO GREENWICH (mediodía) y ésta se llama entonces la hora TIEMPO MEDIO GREENWICH (TMG) o la hora mundial. En la aviación internacional la hora TMG se llama también Z (= cero). Cuando en Londres es mediodía, en Venezuela apenas ha salido el Sol o cuando en Londres es puesta del Sol, en Venezuela es todavía tarde. Sabemos ya que el sentido de rotación de la Tierra es del W hacia el E. Venezuela (Caracas) está situada a longitud 67° Oeste de Greenwich. La velocidad de rotación de la Tierra es tan grande que el círculo de iluminación se mueve cada 1 hora 15 Meridianos, o naturalmente el mediodía local, 1 hora después se observa 15 longitudes más al Oeste.

Cada grupo de Naciones, cada Nación o cuando por la extensión de una Nación el mediodía local es demasiado variable, determina Tiempos Legales. Los EE.UU. por ejemplo tienen 4 horas legales: Tiempo para la Zona Oriental, tiempo para la Zona Central, tiempo para la Zona Montañosa, Tiempo para la Zona Occidental.

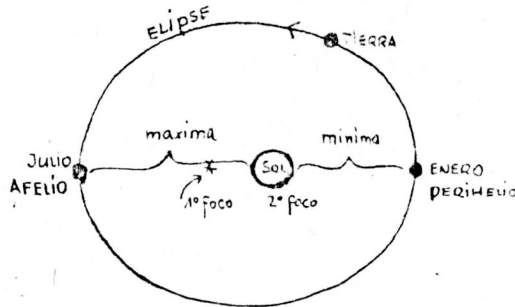
En Venezuela misma, que se rige a la Hora Legal Venezolana, las horas locales de Salida, Puesta del Sol y mediodía son variables según la longitud de un lugar.

En Güiría, por ejemplo, la Salida del Sol es alrededor de 22 minutos antes que en Maracay y en Maracaibo 15 minutos más tarde. En Güiría, la puesta del Sol es unos 37 minutos antes que en Maracaibo.

7. LAS ESTACIONES DEL AÑO.

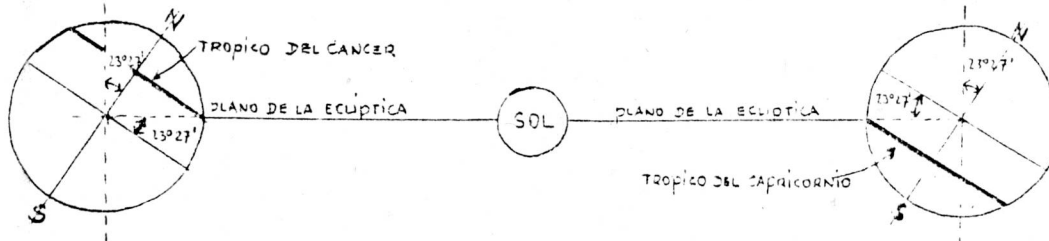
Como ya hemos establecido, la Tierra se traslada alrededor del Sol en casi un círculo (Eclíptica) o más exacto en una elipse en la cual el Sol ocupa uno de los focos. Por consiguiente, la distancia de la Tierra al Sol es continuamente variable.

Es mínima el 22 de enero (perihelio) y máxima hacia el 3 de julio (afelio).



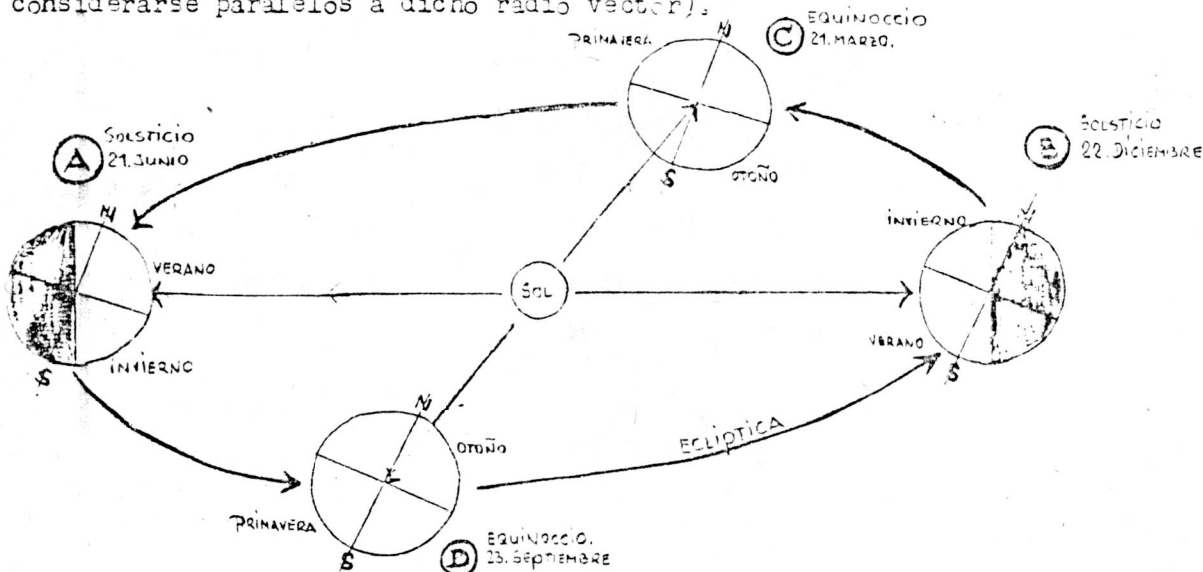
Pero, para las consideraciones próximas podemos decir, que la Eclíptica es un círculo.

La Tierra, al trasladarse alrededor del Sol, lo hace con una inclinación de su eje con el plano de la eclíptica, cuyo valor es de $23^{\circ}27'$ aproximadamente.



Es, lógicamente, la misma que tiene ésta con el plano del Ecuador de la Tierra.

Como la Tierra hace su recorrido alrededor del Sol, siempre y durante todo el año con la misma inclinación de su eje y sobre el plano de la eclíptica, resultará que el Sol, aparentemente, se ve vertical 162 veces en el transcurso del año en todas las latitudes de la Tierra que están comprendidas entre $23^{\circ}27'N$ (Trópico de Cáncer) y $23^{\circ}27'S$ (Trópico de Capricornio). Se modifica en todo este trayecto la inclinación del radio vector Sol-Tierra, con el plano del Ecuador, y, por lo tanto, la de los rayos solares (la considerable distancia que separa a ambos astros permite que los mismos puedan considerarse paralelos a dicho radio vector).



Quando el Sol está en posición A, el radio-vector Sol-Tierra, está vertical sobre la latitud 23°27' Norte (Trópico de Cáncer). Constituye esta latitud el extremo Norte en que puede la Tierra tener rayos verticales. Hacia las altas latitudes, el radio-vector Sol-Tierra no toca la tierra vertical sino inclinado y por lo tanto, será menor la insolación que reciben, pero en cambio, la duración del Sol diaria es mayor para todos los puntos del hemisferio Norte y la capa del mismo recibe durante todo el día insolación, lo que significa que en esta posición Sol-Tierra, en el polo Norte brilla durante las 24 horas del día el Sol aunque éste esté muy cerca del horizonte.

En contrario, el hemisferio Sur recibe pocos rayos solares y la capa del polo Sur siempre está en la sombra de la Tierra.

Quando un hemisferio recibe mayor cantidad de rayos solares, la Tierra y la atmósfera de ésta se calientan más y por consiguiente las temperaturas son más altas que en el hemisferio opuesto.

Se dice entonces, que en el hemisferio Norte reina el "verano" (astronómico) 1)

La fecha, cuando la Tierra está en posición A, es el 21 de junio y se llama éste solsticio del verano para el hemisferio Norte.

6 meses después, la Tierra ocupa la posición B, por tanto el radio vector Sol-Tierra cae entonces vertical sobre 23°27' latitud Sur (Trópico de Capricornio), latitud máxima, en la cual los rayos pueden llegar verticalmente en el hemisferio Sur. Ahora, el hemisferio Sur e incluso el polo Sur reciben mayor cantidad de rayos solares, mientras el hemisferio Norte recibe poca insolación en este caso, el polo Norte se encuentra en sombra, siendo las temperaturas del hemisferio Sur naturalmente más altas que en aquel. El hemisferio Sur tiene "verano", mientras que el Norte tiene "el invierno" (astronómico).

La fecha, cuando la Tierra está en posición B, durante su giro alrededor del Sol, es el 22 de diciembre, y se llama solsticio del invierno para el hemisferio Norte.

En la posición C, un cuarto de año después de la posición B, o sea el 21 de marzo, el radio vector Sol-Tierra es vertical sobre el Ecuador (latitud 0). Ambos hemisferios reciben entonces la misma cantidad de rayos solares, pero en el hemisferio Norte empieza la "primavera" y para el Sur "otoño". Esta fecha se llama equinoccio del 21 de marzo o de primavera.

6 meses después, cuando el Sol de nuevo ha pasado por la posición A, (solsticio del verano), la Tierra se encuentra en la posición D. Los rayos solares nuevamente caen verticales sobre el Ecuador. La fecha de la posición D, es el 23 de septiembre: equinoccio del 23 de septiembre o de otoño. En el hemisferio Norte empieza el "otoño", en el hemisferio Sur la "primavera".

En este largo proceso de un año, han ocurrido para todos los puntos de la Tierra grandes alteraciones en la cantidad de rayos solares recibidos, al igual que variaciones en la inclinación del radio vector Sol-Tierra, lo que determinó el desarrollo de las cuatro estaciones del año: primavera, verano, otoño e invierno, que comprenden los siguientes períodos en cada hemisferio:

Fecha	Hemisferio Norte	Hemisferio Sur	Duración
22 de diciembre al 21 marzo	invierno	verano	89 días
21 de marzo al 21 de junio	primavera	otoño	92 días
21 de junio al 23 septiemb.	verano	invierno	94 días
23 de septiemb. al 22 de dic.	otoño	primavera	90 días

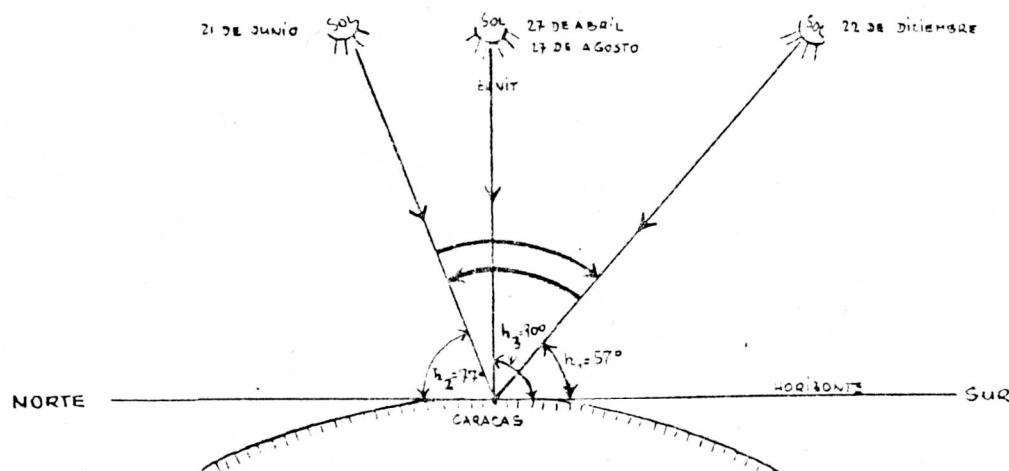
1) NOTA: No hay que confundir Verano e Invierno (astronómico) con las palabras vulgares de "Verano" e "Invierno" de uso en Venezuela para designar la estación de "sequía" y de "lluvia".

Con respecto a las regiones polares, vemos que en la posición C, hasta D, el casquete polar norte, que está comprendido entre las latitudes $66^{\circ}33'$ y $90^{\circ}N$, recibe iluminación solar permanente, durante el día y la noche. Un observador situado en el mismo polo, verá el Sol durante las 24 horas del día, por el término de 6 meses, es decir, entre el 21 de Marzo y el 23 de Septiembre, fechas en las cuales el radio vector Sol-Tierra pasa sobre el Ecuador. En cambio en el hemisferio Sur, los rayos no pueden llegar al polo Sur, solamente cuando el Sol está entre posición D hasta C. El observador en el polo Sur comenzará a ver el Sol desde que éste empieza a tener su inclinación Sur, es decir entre el 23 de septiembre, hasta que, seis meses después, el 21 de marzo, vuelve a pasar al hemisferio Norte.

De esta manera, el casquete polar Sur ha tenido seis meses de Sol, mientras en el polo Norte, en el mismo período, se registraron seis meses de noche permanente.

8. EL MOVIMIENTO RELATIVO DEL SOL, VISTO DE VENEZUELA.

Observamos también, que durante el pasaje del Sol entre el trópico de Cáncer y Capricornio, el radio vector Sol-Tierra es 2 veces vertical sobre cada latitud entre 23° Sur y Norte por lo que esta zona es asoleada más intensamente que el resto del planeta. Esta zona, por estar entre los 2 trópicos, se llama Zona Tropical. En Venezuela, situada entre 2° y 11° latitud Norte, naturalmente el radio vector Sol-Tierra el mismo fenómeno, visto de Venezuela, el Sol es 2 veces en el Zénit. Los períodos cuando ocurre este fenómeno, son el 16-27 de abril y el 16-27 de agosto.



El 22 de diciembre, el Sol es vertical sobre 23° Sur. Desde Venezuela se ve el Sol inclinado hacia el Sur. El ángulo h_1 de inclinación es 57° (Caracas).

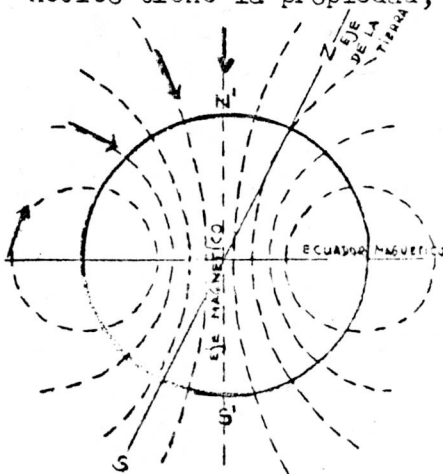
El 21 de junio, el Sol está sobre el Trópico de Cáncer ($23^{\circ}N$). Desde Venezuela, se ve entonces el disco del Sol inclinado hacia el Norte y el ángulo h_2 entre horizonte y Sol es de 77 grados.

En el transcurso del año, el Sol visto desde Venezuela hace un movimiento. En el mes de diciembre (a mediodía) el Sol está inclinado hacia el horizonte Sur. Cada día en el transcurso de los meses, el Sol está más cercano al Zénit, para pasar este en el mes de abril y moverse hacia el Norte. A partir del 21 de junio, finaliza su máximo movimiento hacia el Norte, vuelve otra vez cada día más al Zénit, para pasarlo de nuevo en el mes de agosto y bajar después hacia el Sur.

9. EL MAGNETISMO TERRESTRE Y LA GRAVEDAD.

A. EL MAGNETISMO TERRESTRE.

La Tierra es un imán, llegando seguido a la conclusión, que en el interior de la Tierra debe haber gran cantidad de hierro magnético, que originan un campo magnético de cierta intensidad y dirección. El campo magnético tiene la propiedad, de forzar un cuerpo magnético, como por ejemplo la aguja imantada, en una dirección de sus líneas potenciales, fenómeno que está aplicado a la brújula.



La posición de los polos magnéticos no coinciden con los polos del eje de rotación. También es variable la posición de estos, igual como la intensidad del campo magnético y las líneas potenciales. Para la orientación por medio de la brújula es importante conocer las variaciones de la Declinación magnética; entendiéndose por Declinación el ángulo en cada punto de la superficie terrestre que indica la desviación de la aguja imantada de la brújula con la dirección Norte-sur verdadera.

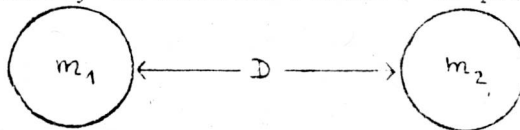
En los mapas aeronáuticos se encuentran las líneas de igual Declinación magnética, llamadas isogonales.

B. LA GRAVEDAD.

Según la Ley de Newton, todos los movimientos celestes están regulados por una fuerza intrínseca de la materia, denominada atracción. Esta fuerza se llama simplemente gravedad cuando se refiere a la atracción ejercida por la tierra sobre los cuerpos que se hallan en su superficie.

Esta fuerza atractiva inherente a la materia, actúa en la siguiente forma:

Si tenemos 2 masas, m_1 y la otra m_2 , y sabemos la distancia D entre éstas 2 masas, entonces la fuerza F es proporcional a la cantidad de



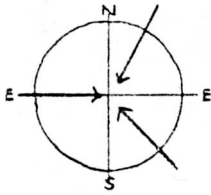
materia de dichos cuerpos e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa.

$$F = R \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{D^2} ;$$

$R =$ constante numérica

Se ha indicado ya brevemente lo que se entiende por gravedad; la fuerza con la cual atrae la tierra (m_1) a todos los cuerpos (m_2) próximos a su superficie.

En virtud de ello todo cuerpo abandonado en el espacio cae y se une con movimiento uniformemente acelerado. Si el cuerpo es lanzado hacia arriba, la fuerza de atracción terrestre, la gravedad, actúa como freno, el impulso que recibió el cuerpo lanzado, disminuye, se anula pronto, y el cuerpo desciende luego.



La dirección de la fuerza atractiva de la Tierra es la de los radios terrestres, o sea que la fuerza actúa siempre hacia el centro de la Tierra. Esta dirección se pone de manifiesto experimentalmente suspendiendo un cuerpo de un hilo y dejándolo en reposo: la dirección del hilo es la dirección de la fuerza de la gravedad.

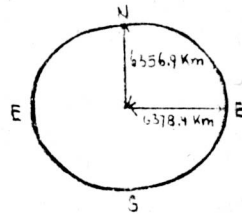
Según la Ley de Newton, la fuerza de atracción es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que separa 2 cuerpos.

La fuerza entonces, disminuye con la altura sobre Nivel Mar. Mayor altura → gravedad menor. menor altura → gravedad mayor. Influencia ésta, que se debe calcular en las lecturas de la presión atmosférica.

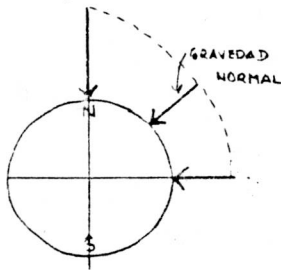


La superficie de los océanos está formada por la gravedad, porque en cada punto de éstos, la gravedad está dirigida verticalmente hacia el centro de la Tierra. Por esto, en la meteorología (como en toda la geofísica) el Nivel en referencia es el Nivel Mar.

Imaginándose que la Tierra esté completamente cubierta de agua, por estas razones se formará un Nivel ideal, llamado geóide.



Sabemos, que la Tierra está achatada en los polos. La diferencia del radio ecuatorial (6378.4 km.) y el radio polar (6356.9 km) es 21.5km. Por estar más cerca los polos al centro de la Tierra que el ecuador, la gravedad debe ser mayor en los polos y menor en el Ecuador. Entre ecuador y polo aumenta gradualmente la gravedad.



Según convenio internacional, se señala la gravedad reinante a 45° latitud Norte o Sur como gravedad normal.

La unidad de la aceleración a causa de la gravedad en el sistema CCS (centímetro-gramos-segundos) es $\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2}$:

La aceleración en los polos tiene un valor de $983.1 \frac{\text{cm}}{\text{seg}^2}$,

en el Ecuador es de $978.0 \frac{\text{cm}}{\text{seg}^2}$, a 45° N o S es de $980.62 \frac{\text{cm}}{\text{seg}^2}$:

Cada gramo, por ejemplo es atraído a 45° con la aceleración $980.62 \frac{\text{cm}}{\text{seg}^2}$ o la fuerza de gravedad ejercida a cada gramo a 45° de es:

$$G_{45} = 1 \left[\text{gr} \right] \times 980.62 \left[\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2} \right] = 980.62 \left[\frac{\text{gr cm}}{\text{seg}^2} \right] \\ = 980.62 \text{ dinas.}$$

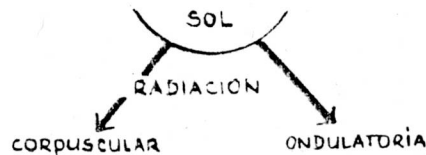
G_{45} = fuerza de gravedad a 45° = gravedad normal.

$$1 \left[\frac{\text{gr cm}}{\text{seg}^2} \right] = 1 \text{ dina} = \text{unidad de la fuerza.}$$

LA RADIACION SOLAR

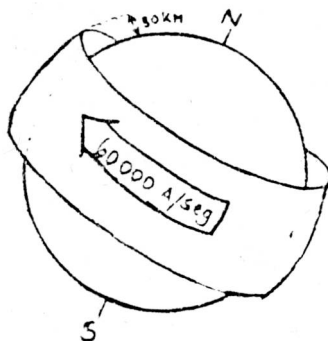
La principal fuente de energía radiante, que altera las condiciones meteorológicas de la Tierra, es el Sol, que emite 2 diferentes tipos de radiación:

- a) de carácter corpuscular
- b) de carácter ondulatorio.



10. LA RADIACION CORPUSCULAR.

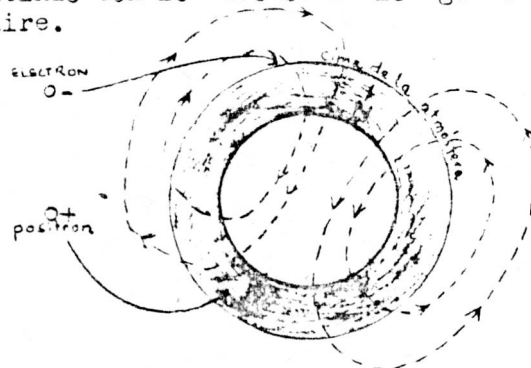
Hemos considerado en el aparte 2 la aparición de manchas solares y sus fáculas (antorchas) en los alrededores de ellas, explicando los volcanes magnéticos del Sol y las fáculas (antorchas) como nubes volcánicas conteniendo gran cantidad de partículas de electrones, positrones y neutrones. Dichas nubes de partículas corpusculares, son arrojadas de la superficie del Sol hacia el Universo, moviéndose con una velocidad de 2000 km/seg. Casualmente, la Tierra en su giro alrededor del Sol, entra en una de estas nubes corpusculares, también llamada: Radiación Corpuscular.



La Tierra rotativa y como campo magnético obra en esta oportunidad como una dinamo, produciéndose a una altura de aproximadamente 80 km una corriente eléctrica estimada en 60000 amperes/seg, que al principio rodea la Tierra a esa altura en dirección de Este a Oeste, causando perturbaciones en las agujas imantadas, en las líneas telegráficas y radiotelegráficas. Por muchas horas reina un completo "silencio" radiotelegráfico.

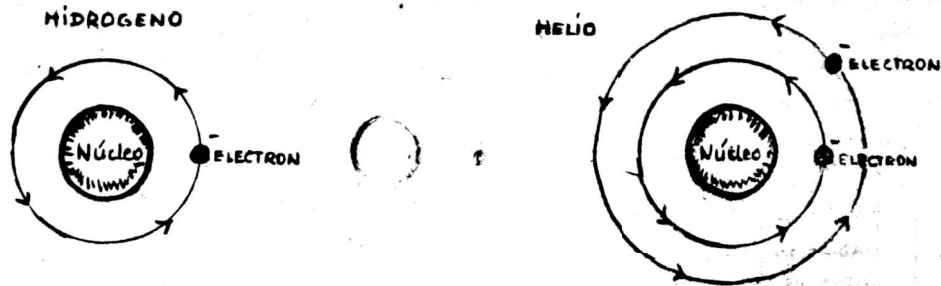
Por otro lado, el campo magnético de la Tierra selecciona la radiación corpuscular según su carga eléctrica positiva o negativa: Los electrones, de carga eléctrica negativa (-1,5 voltios) se dirigen hacia el polo Norte (positivo); los positrones, de carga eléctrica positiva (+1,5 voltios) están atraídos por el polo Sur (negativo).

Pasando los electrones y positrones a la atmósfera (altura entre 1000 y 2000 km), estos están chocando con los átomos de los gases (hidrógenos, oxígeno, nitrógeno etc.) del aire.

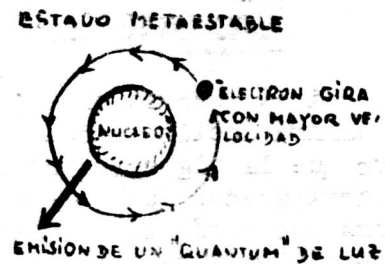
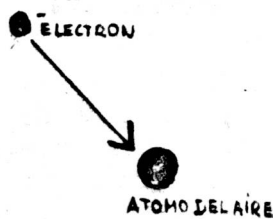


Un átomo, la más pequeña partícula, de que está constituida cada materia, es también un sistema planetario, pero de tamaño invisible. En el centro se encuentra el núcleo del átomo, girando alrededor de éste uno o varios electrones. Este sistema planetario solamente, es tan pequeño que no se puede ver ni con el microscopio.

Se habla del átomo de hidrógeno, cuando solamente 1 electrón está girando alrededor del núcleo del átomo.



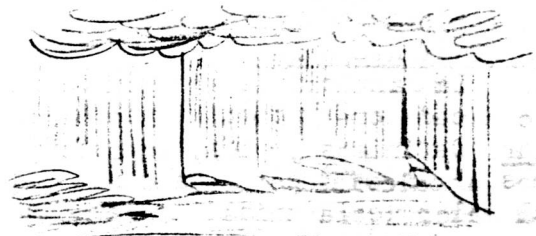
Se habla del átomo de helio, cuando 2 electrones giran sobre el núcleo. El elemento que tiene más electrones es el URANIO. (Sistema de construcción de los elementos).



Chocando un electrón de la Radiación corpuscular con un átomo de hidrógeno (ejemplo), y por la carga eléctrica de la radiación, en aquel átomo el electrón empieza a girar con mayor velocidad alrededor del núcleo, emitiendo en este estado "meta estable" o "intranquilo" un Quantum de luz de un color determinado (en este caso verde). Cada átomo de los diferentes gases emite un Quantum de luz de un color fijo y el conjunto forma entonces la aurora boreal (en la capa del polo Norte) y la aurora austral (en la capa del polo Sur). Su apariencia consiste por lo general en un arco luminoso, amarillento y homogéneo, situado a poca altura en el horizonte, y bajo el cual se ve el cielo y las estrellas; llámase a esta región el segmento oscuro de la aurora. A veces aumenta el número de arcos concéntricos y se cuentan en ocasiones hasta nueve visibles simultáneamente. Del arco arrancan rayos luminosos que se dirigen hacia el cielo; su aspecto es oscilante. Hay otros tipos en forma de colgadura, de aspecto vistoso, tanto por la viveza y variedad de matices, como por el continuo movimiento de los pliegues, lo que da la impresión de una verdadera cortina agitada por una brisa.



AURORA BOREAL DE FORMA RADIAL



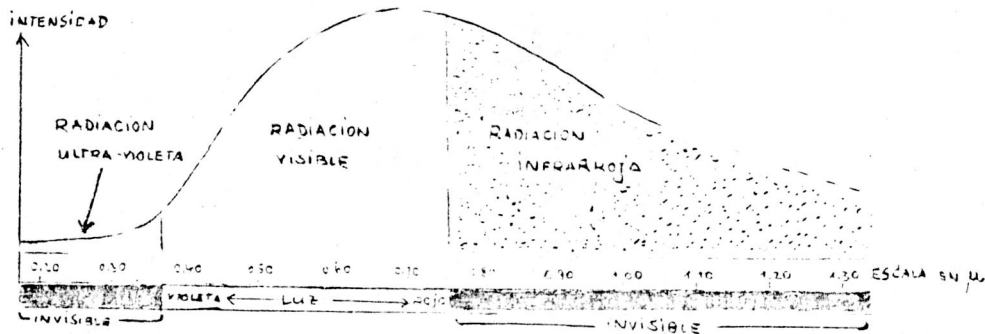
AURORA BOREAL ONDULANTE

Con respecto a su color, se puede establecer lo siguiente: si la aurora es débil, su color es blanco o amarillo pálido, pero en las grandes apariciones presenta colores variados, pues una parte es blanca, otras verdes o amarillas, rosadas y rojas.

11. LA RADIACION ONDULATORIA.

Esta radiación está constituida por los rayos calóricos o largos (infrarrojos e invisibles), luminosos (visibles) y rayos ultra-cortos (ultravioletas e invisibles), y tienen una velocidad de 300000 km/seg.

Sabemos, que la luz solar, que nos parece de color blanco, al atravesar un prisma, se descompone en siete colores, tal como se observa en el arco iris; cada uno de ellos tiene una determinada energía y distinta longitud de onda. La mayor longitud de onda corresponde al rojo, que es visible hasta 0.00076 mm, o sea 0.76 μ (μ = micrón, = la milésima parte de un mm), la del violeta es de 0.00037 mm, o sea 0.37 μ . Todos los otros colores están comprendidos entre 0.37-0.76 μ .



Si se recorre el espectro con una pila termoelectrónica, se observa que la máxima acción calórica corresponde al color rojo y al pequeño espacio oscuro que la sigue (rayos infrarrojos), y disminuye luego, rápidamente, hasta desaparecer. Del rojo al violeta (luz visible) la energía disminuye en una forma mucho más lenta, hasta llegar a un extremo en que, desapareciendo el rayo violeta, se notan manifestaciones de energía debidas a los rayos ultravioletas (invisibles). Estos y los infrarrojos, como ya hemos dicho, no son percibidos por la vista, debido a la longitud de sus ondas; por otro lado, en estos rayos, se producen efectos químicos que velan las placas fotográficas, tienen un gran valor en la meteorología y se estudian detenidamente por la acción que ejercen sobre la vida orgánica y vegetativa en general. Sabemos (entre otros), que precisamente los rayos ultravioletas (invisibles) son los que queman la piel humana.

Dijimos que la luz solar visible es generalmente blanca, pero por medio de un prisma se descompone en sus siete colores: rojo, anaranjado, amarillo, azulverde, azul, violeta. Podemos explicar el color blanco de la luz de modo tal, que los siete rayos están haciendo rotaciones rápidas en sí mismo durante su movimiento, pareciéndonos entonces luz blanca. Cuando pintamos en un disco 7 sectores con los diferentes colores y luego este hace rotaciones rápidas, tampoco podemos observar los 7 colores, sino el disco en rotación nos parece de color blanco.

12. LA CONSTANTE SOLAR.

La cantidad de energía de radiación solar que llega sin ningún tropiezo a cada cm^2 y cada minuto al límite de la atmósfera, se llama constante solar. Definimos, pues, como constante solar, la cantidad de calorías (gramos caloría) por minuto recibida por cada cm^2 de la cima de la atmósfera. El valor de la unidad de la constante solar es de 1 Radiación

$$1.94 \left[\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ minuto}} \right]$$

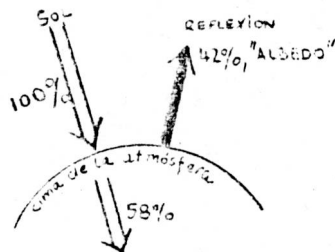
1 cm^2 cada minuto

1 caloría (gramo-caloría o caloría pequeña) es la energía calórica necesaria para aumentar la temperatura del agua (1cm^3) de 14.5°C a 15.5°C .

13. EL ALBEDO.

La cima de la atmósfera obra como un espejo difuso: una parte de la radiación se refleja y se pierde en el universo, otra parte puede penetrar en la atmósfera. Si la cantidad de la radiación solar, que llega a la cima de la atmósfera, es 100%, pues, por reflexión en el límite (espejo difuso) se pierden 42% del total, mientras 58% pueden penetrar en la atmósfera. Los 42% de pérdida por reflexión son llamados el "ALBEDO" de la Tierra.

A causa del "albedo" de la Tierra, y por la luz solar reflejada hacia el universo, un ser humano que se encuentra en otro planeta, puede ver la Tierra. A causa de este fenómeno, nosotros en la Tierra también podemos observar los otros planetas, que también reflejan parte de la luz solar o sea que tiene su "albedo". El albedo del planeta Venus se calcula en 52%, el de Marte en 48%, el de la Luna en 53%.



14. LA DISMINUCION DE LA RADIACION SOLAR EN LA ATMOSFERA.

Atravesando el resto de la radiación (58%) la capa del aire terrestre, existen muchas causas que originan un gran debilitamiento en la radiación.

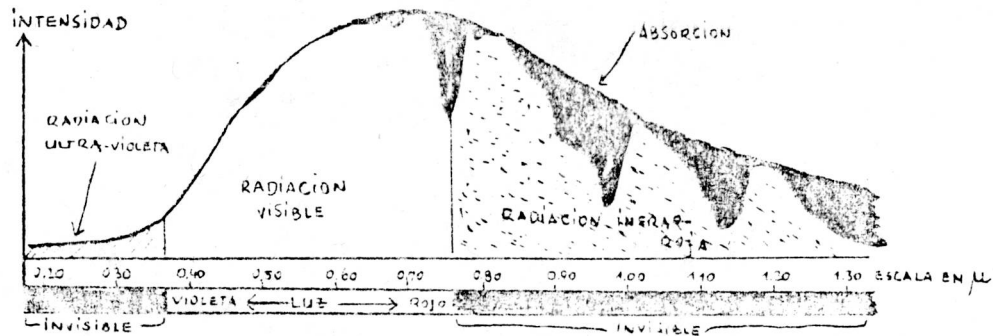
Se enumeran entre las principales, los siguientes efectos físicos:

- a) La Absorción propiamente dicha por los gases de la atmósfera y por el vapor de agua que contiene el aire, por las partículas de distinta naturaleza en suspensión en la atmósfera.
- b) La Reflexión hacia el espacio, por esos mismos agentes.
- c) La Dispersión de la luz, por esos mismos agentes.

33% de la radiación solar sufren bajo absorción, reflexión y dispersión. Depende, pues, del estado general desconocido de la atmósfera, en un instante o período determinado, que llegue a la superficie de la Tierra una mayor o menor cantidad de radiación.

a) La Absorción atmosférica. Los principales gases de la atmósfera, el oxígeno y el nitrógeno, son casi transparentes a la radiación solar, es decir, se dejan atravesar sin absorber ninguna energía, pero a medida que la radiación penetra en la capa más cercana a la Tierra, se encuentran varias materias en la composición del aire, como el óxido de carbono, el vapor de agua, el polvo atmosférico, etc. que se apoderan de gran cantidad de esa energía.

La absorción atmosférica, de que tratamos, no es igual para todas estas radiaciones de rayos ultravioletas, luminosos e infrarrojos, siendo mayor y regular para las de las ondas cortas, y selectiva e irregular, para las de las ondas largas.



El que mayor cantidad absorbe es el vapor de agua, que toma no sólo los rayos del espectro visible, sino también los infrarrojos.

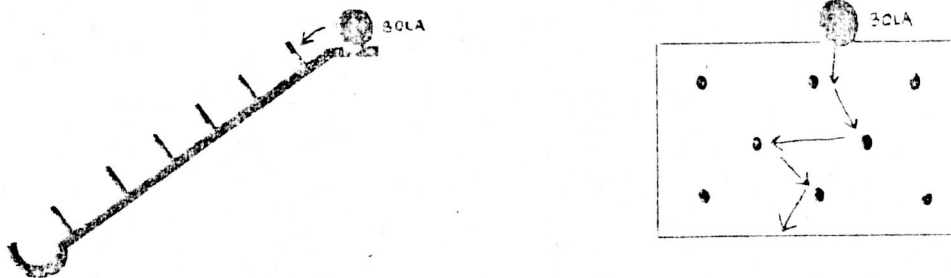
Debido a la absorción de la radiación solar en la atmósfera, se pierden 17% de los 58% que penetran en la capa del aire.

b) Reflexión. Algunas capas de la atmósfera, teniendo variable peso específico, obran de nuevo como espejos difusos y especialmente las cimas de las nubes tienen un gran poder de reflexión y se estima que la radiación luminosa reflejada en la atmósfera, es de 10%.

c) La Dispersión parcial, (calculada en 6%) de la radiación solar en la atmósfera, causa 2 fenómenos importantes y fundamentalmente necesarios para los seres humanos de la Tierra:

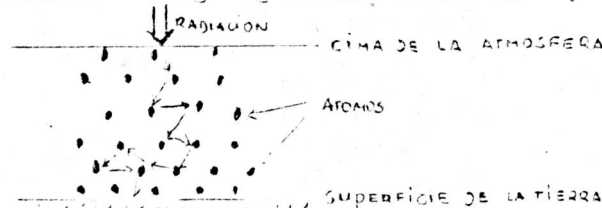
- 1) El cielo de color azul durante el día y,
- a) La luz difusa del día, que ilumina el interior de las casas.

Para explicar el fenómeno físico de dispersión, nos servimos de un juego. Sobre una tabla inclinada son fijados taponos de madera.

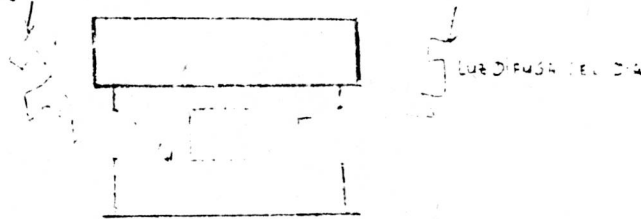


Una bola, que dejamos correr sobre la tabla, choca siempre contra los taponos, y reflejado por éstos, toma otro rumbo, chocando de nuevo etc, hasta que llega al final de la tabla. el recorrido que hace la bola, no es lineal, sino en forma de sig-zag. La bola sufre bajo el fenómeno físico: la dispersión.

En la atmósfera, pues, existe también la dispersión. Los taponos son reemplazados por los átomos de los gases de la atmósfera y la bola de juego es la Radiación Solar. Parte de ésta, chocando contra los "postes", los átomos, se refleja y llega en forma de sig-zag finalmente a la superficie de la Tierra.



- 1) El cielo azul. Especialmente los rayos azules de la luz solar sufren bajo la dispersión. Estos llegan en forma zig-zag separadamente a nuestro ojo y a nosotros nos parece el cielo de color azul. Si subimos en avión a grandes alturas, por haber menos capa de aire encima, la dispersión es también menor y el cielo en pleno día tiene color violeta. Subiendo más y más, se oscurece el cielo y en pleno día ya se pueden observar todos los planetas y estrellas y llegando a la cima de la atmósfera, el cielo estará completamente negro, como durante la noche.
- 2) La luz difusa del día. Originado por el recorrido zig-zag, que por dispersión hace una pequeña parte de la radiación solar en la atmósfera, ésta puede penetrar por ventanas, puertas, etc, en las casas, llamándose este fenómeno la luz difusa del día, y permitiéndonos ver y leer en el interior de las casas.

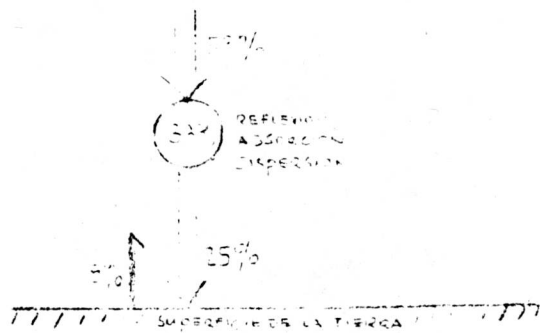


Sin la dispersión de la radiación solar en la atmósfera, el interior de las casas sería completamente oscuro y para poder leer, uno debe marcharse afuera donde llegue la luz directa del Sol.

15. REFLEXION DE LA RADIACION SOLAR EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA.

El resto de la radiación solar, que no ha sufrido disminución en la atmósfera, o sea $58\% - 33\% = 25\%$, llega a la superficie de la Tierra. Según el color de la Tierra, ésta refleja de nuevo parte hacia la atmósfera. Los colores atribuidos a los cuerpos sólidos dependen de la apariencia que presentan, cuando los rayos luminosos caen sobre ellos; una superficie blanca proyecta o refleja una gran proporción de la radiación luminosa y absorbe muy poco. Una superficie negra, absorbe íntegramente la luminosa y la reflexión es cero.

En promedio se pierden por reflexión otros 5% de la radiación solar.



16. MEDICION DE LA RADIACION SOLAR EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA.

La radiación solar que llega a la superficie de la Tierra, al Nivel Mar, se mide por medio de actinómetros, actinógrafos, pirheliómetros y bolómetros.

Los pirheliómetros, dan la energía total recibida directamente del Sol, tal como lo hacen, también, los actinómetros y actinógrafos.

Los bolómetros permiten estudiar la distribución de esta energía en el espectro, es decir, determinan la intensidad de cada clase de radiación y su longitud de onda.

gitud de onda.

En el Servicio de Meteorología de las Fuerzas Aéreas se usa exclusivamente los actinógrafos según Kobitzsch, que registran la cantidad de radiación directa y difusa recibida durante un día enteró en $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ día}}$, (vea Folleto III; Instrumentos Meteorológicos).

La cantidad media diaria de la radiación directa y difusa recibida en los diferentes lugares de Venezuela son:

RADIACION MEDIA DIARIA EN $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ día}}$ EN VENEZUELA

ESTACION	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
BARCELONA	495	556	555	565	545	505	511	536	511	513	509	495
BARQUISIMETO				513	637	615	667	703	643	582	564	607
CIUDAD BOLIVAR	440	537	474	451	477	480	503	505	351	301	312	395
CORO				555	532	512	569	574	501	410	431	453
GÜIRIA				529	531	540	501	512	477	437	385	377
CARACAS-LA CAROLTA			385	524	524	496	509	494	643	426	410	421
MAIZQUETA			432	513	502	494	527	501	456	401	353	346
MARACAY	511	534	545	517	476	443	472	503	572	541	456	418
MATURIN	324	321	357	355	357	315	290	343	306	344	354	272
MERIDA				519	521	494	513	551	539	468	467	440
STA. ELENA	539	557	459	509	243	252	235	273	511	526	524	525
TUMEREMO				450	436	437	481	516	525	460	351	335

VALORES PROVISIONALES

Los actinógrafos se basan en el principio ya referido de que los cuerpos negros absorben toda la radiación solar y los blancos la mínima, pues reflejan muchas radiaciones.

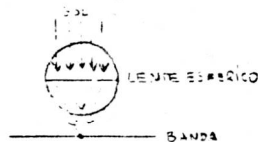
17. HORAS DEL SOL.

Al hablar de la rotación de la Tierra, nos hemos referido que ella produce, en su movimiento diario, el día y la noche.

El día está determinado por las horas de Sol, por las horas durante las cuales el Sol está sobre el horizonte; esta cantidad de horas de Sol es modificada diariamente por la razón astronómica de la variación de su declinación, la cantidad de nubes, etc.

Por medio de un folleto: "Salida y puesta del Sol", publicado anualmente por el Servicio de Meteorología se puede calcular para gran cantidad de lugares en Venezuela las horas de Sol astronómico.

Un factor climatológico importante es el estudio de las horas durante las cuales verdaderamente brilla el Sol sobre un lugar, ya que con mayor cantidad de nubes, el Sol está cubierto o con menor cantidad de nubes, las horas de Sol son mayores. Conocido es el efecto de él sobre las plantas.



Las horas de sol o tiempo de insolación pueden ser registradas por los heliofanógrafos. En los aparatos corrientes, como los de Campbell-Stokes, se usa un lente esférico, cuyo foco da sobre un papel especial, de color azul o negro, en el que están gra

badas las horas; el intenso calor concentrado en el foco quema el papel y queda marcado, con un trazado negro, el número de horas de sol habido.

18. ABSORCION DE LA RADIACION SOLAR EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA Y SU IRRADIACION A LA ATMOSFERA.

La Tierra absorbe los restantes 20% de la Radiación Solar que llegan a la superficie.

a) En Tierra firme, esta radiación está absorbida en los primeros 20-30 cms y convertida en energía calórica. Por conducción, que es el proceso de propagación o transmisión de la energía calórica, llega ésta hasta alrededor de 1.50 metros de profundidad. La Tierra es en realidad muy mala conductora. La tierra firme, según dijimos, absorbe muy bien esta radiación-calor en una capa de 20-30 cms, pero también la pierde muy fácilmente, o la Tierra emite la energía calórica también hacia la atmósfera. Esta emisión de energía calórica de la Tierra hacia la atmósfera se llama IRRADIACION o Radiación terrestre. Los cambios de energía calórica entre la superficie de la Tierra y la atmósfera son sumamente complejos; sin embargo se han estudiado y sacado consecuencias sobre la radiación terrestre efectiva, que es el resultado entre la emitida y la recibida. La irradiación de la Tierra, es permanente, durante todo el día. Durante el día, naturalmente, la radiación solar recibida de la Tierra es mayor que la irradiación.

En cambio, en la noche, por falta de la radiación solar recibida, es efectiva solamente la irradiación, lo que significa, que la tierra pierde en el transcurso de la noche toda la radiación recibida y convertida en energía calórica y especialmente poco antes de la salida del Sol, la Tierra está enfriándose y naturalmente también la capa de la atmósfera adjunta, razón que trae como consecuencia que en esta hora mencionada se registran mínimas en la energía calórica o como generalmente se dice, las temperaturas mínimas del día.

b) En el Mar penetra la radiación solar hasta profundidades de 300 metros, convirtiéndose en energía calórica y por eso el mar es más bien el depósito de energía calórica.

En el mar existe también la irradiación, pero de valores muy reducidos; consecuencias que la atmósfera sobre el mar durante el día no se calienta tanto, pero también en la noche no se enfría tanto, por ser el mar el gran depósito de energía calórica. Esta propiedad del mar de no perder tanta energía calórica durante la noche, es un factor característico de los climas marítimos, muy distintos, algunas veces, del que se registra en el continente, a pocos kilómetros de la costa.

19. LA CONVECCION.

El aire calentado directamente sobre la superficie de la tierra, por disminuir su densidad, se eleva, siendo ocupado su lugar por una masa de aire frío de la superficie del suelo adyacente. Ocurre una especie de vacío en el aire, compensado por otra masa de aire más frío; éste, a su vez, vuelve a calentarse y a elevarse, y así sucesivamente. Podríamos también decir que es el transporte vertical del calor por el aire calentado en contacto con el suelo.

Este proceso se llama convección. Los aviadores anotan este proceso en forma de turbulencia.

Por lo dicho, puede apreciarse la gran importancia que tiene la convección en el movimiento general de la atmósfera.

20. EL CALENTAMIENTO INDIRECTO DE LA ATMOSFERA.

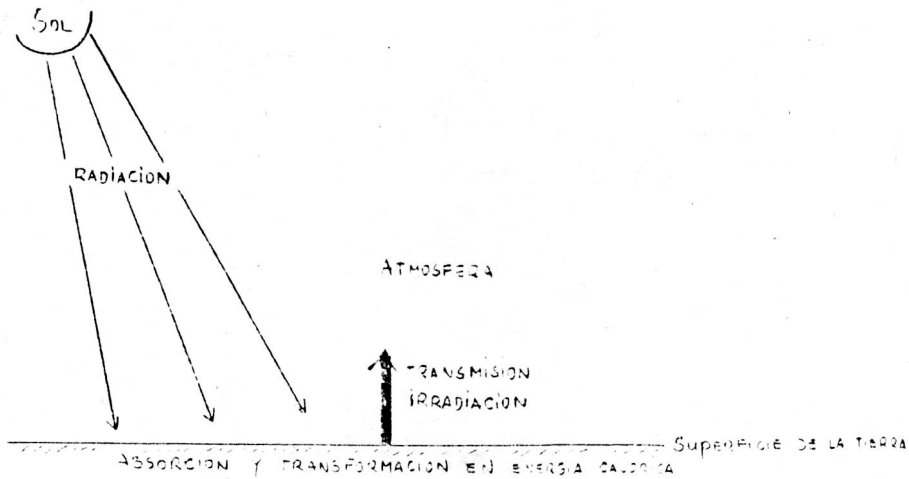
Con todo lo explicado en este capítulo sobre radiación solar, puede comprenderse el papel que para la vida en general de la Tierra representan los rayos solares.

Con el proceso de absorción, conducción, irradiación y convección de

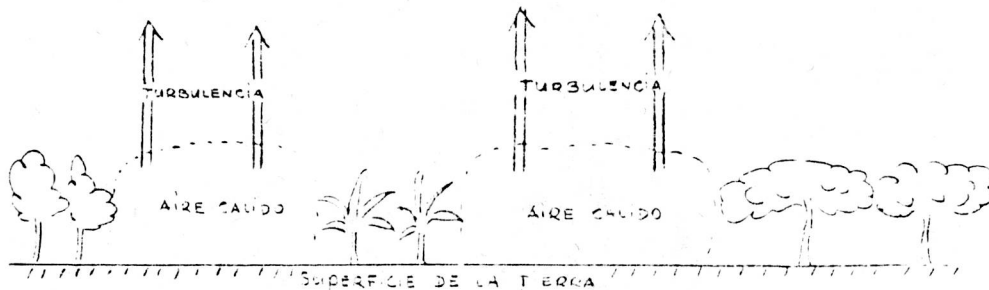
los rayos solares en la superficie de la tierra, ella no sólo absorbe la radiación, sino que la devuelve en gran parte a la atmósfera, calentando primeramente la capa de aire inmediata. A ésta se le agrega en seguida abundante vapor de agua, el que al elevarse convectivamente, no sólo cumple con la misión de transformarse en nubes, sino también con la de transmitir a la atmósfera su calor latente recibido de la tierra.

Al otro lado, la energía calórica producida por la absorción, dispersión y reflexión de una parte de la radiación solar directa en la atmósfera misma, es un mínimo.

En consecuencia se llega a la conclusión que la atmósfera no se calienta directamente por la radiación solar que pasa ésta, sino la radiación solar absorbida por la Tierra y convertida en energía calórica es la causa del calentamiento de la atmósfera; La atmósfera se calienta indirectamente vía la Tierra.



CONVECCION, ver aparte 19, página 27.



21. DEFINICION DE LA TEMPERATURA.

Al tratar sobre la radiación solar nos hemos referido a las fuentes de energía que producen el calor sobre la Tierra; ahora es necesario que analicemos la forma como se mide ese calor. Según sea el grado de energía de las fuentes calóricas, se producen en nuestro organismo sensaciones que comúnmente se define como calor o frío.

El calor es un estado latente de la energía de un cuerpo o gas; mejor dicho, es un estado de la energía que posee. La energía calórica se mide en calorías pequeñas y grandes (gramos-calorías y kilogramos-calorías).

En la meteorología es muy difícil trabajar con las unidades de calorías, buscándose en consecuencia un índice o valor que nos indica el estado de energía de un cuerpo o gas pudiéndose decir, también un valor que mide la diferencia de calor de un cuerpo a otro.

El índice o valor es llamado la temperatura. La temperatura, pues, es el valor o índice del estado de energía de calor, que tiene un cuerpo o gas, es un valor numérico que solo sirve para especificar en qué estado de calentamiento se encuentra un cuerpo.

La temperatura sirve en la meteorología para indicar el estado de energía calórica del aire, de la tierra o del agua.

22. TERMOMETRIA.

Todos los cuerpos aumentan de volumen (dilatación) por la acción del calor siendo éste mayor en los gases, menor en los líquidos y más limitado en los sólidos.

Al aumentar el calor, los cuerpos cambian de estado, pasando de sólido a líquido y de éste al gaseoso. Si en lugar de aumentar, el calor disminuye, suceden fenómenos inversos.

a) Termómetros.

Basados en estos procesos físicos, se han ideado unos aparatos que nos permiten medir la cantidad de calor o mejor dicho, el índice o valor de esa energía representado por su temperatura.

Estos aparatos, que reciben el nombre de termómetros, fueron inventados por Galileo en el año 1600, aún cuando mucho tiempo atrás (300 a J.C) Philo y Hero habían ideado un instrumento análogo de nombre termoscopio.

El proceso de dilatación, nos permite, pues, medir la cantidad de calor. Si aumenta un cuerpo de volumen, podemos decir que ha aumentado la temperatura y viceversa.

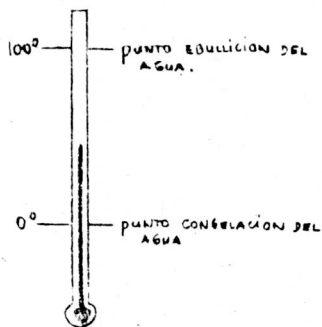
Para las mediciones de la temperatura por la dilatación se utilizan metales líquidos, como el mercurio, y alcoholes, contenidos en un tubo capilar graduado de vidrio.

El líquido termométrico más apropiado es el mercurio, pues no se congela ni entra en ebullición a las temperaturas atmosféricas comunes. Vea aparte termómetros, Folleto III "Instrumentos meteorológicos".

b) Escalas de graduación.

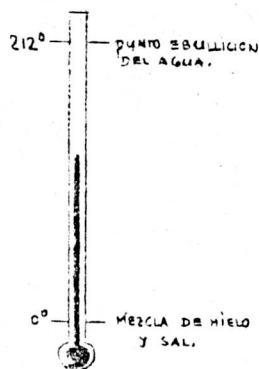
Para la lectura de los termómetros se han ideado diversas escalas de graduación, cada una de las cuales se funda en principios diferentes. Las

escalas adoptadas son las denominadas Celsius (Centígrados), y Fahrenheit, cuyas características detallaremos a continuación:



1) Celsius (Centígrados). Esta es la escala de uso reglamentario en nuestro país y en la mayor parte del mundo, sistema C.G.S. (Centímetro-gramo-segundo). Está dividida de 0 a 100 grados y fué ideada por Celsius en 1742. Su inventor colocó mercurio dentro de un tubo capilar, lo sumergió en una solución de hielo y marcó el CERO sobre el vidrio en el punto a donde llegaba el mercurio (punto de congelación). Luego, introdujo el mismo tubo en un recipiente con agua hirviendo e hizo otra marca a la altura del mercurio dilatado (punto de ebullición). El intervalo entre las dos marcas lo dividió en 100 partes iguales, con lo que quedó terminada así la escala Centígrado.

2) Fahrenheit. Esta escala fué ideada en Danzig por el físico alemán Fahrenheit, en 1714. Su termómetro fué el primero que tuvo aplicación práctica después del construido por Galileo, pues substituyó el espíritu de vino (alcohol) por el mercurio.



La escala inventada por Fahrenheit debía evitar el empleo de temperaturas negativas, para lo cual consideró la más baja que era posible obtener en esa época, la producida por una mezcla de hielo y de sal. A esa altura marcó el CERO del termómetro y al espacio comprendido entre tal punto y el determinado por la ebullición del agua, lo dividió en 212 partes.

En esta escala, el punto de congelación de agua, corresponde a 32 grados. La escala Fahrenheit se usa en muchos países de habla inglesa.

3) La relación que existe entre escala Celsius y Fahrenheit, es:

$$\frac{C^{\circ}}{100} = \frac{F^{\circ} - 32}{180} \quad ; \quad \begin{array}{l} C^{\circ} = \text{Celsius grados o Centígrados} \\ F^{\circ} = \text{Fahrenheit-grados.} \end{array}$$

$$\text{para convertir } F^{\circ} \text{ en } C^{\circ}; \quad C^{\circ} = (F^{\circ} - 32) \times \frac{5}{9}$$

$$\text{para convertir } C^{\circ} \text{ en } F^{\circ}; \quad F^{\circ} = (C^{\circ} \times \frac{9}{5}) + 32;$$

En el transcurso de los próximos 10 años, se usará en todo el mundo solamente la escala Celsius.

c) Clase de termómetros y lugares de observación.

Existen varias clases de termómetros, cuyo uso requiere circunstancias especiales. Vea también Folleto III "Instrumentos meteorológicos". A continuación damos una enumeración de ellos.

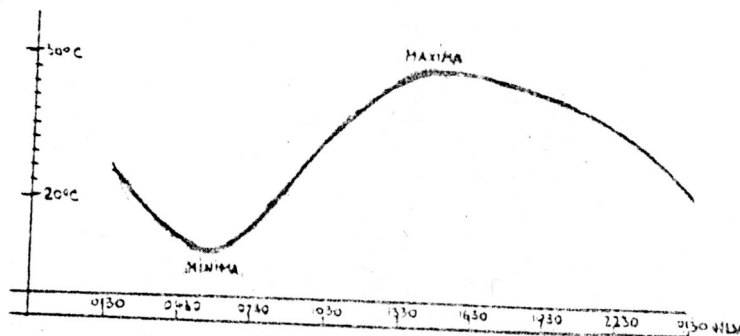
1) Comunes: para la observación de la temperatura del aire. Van colocados verticalmente en la garita meteorológica, con su bulbo situado a 2 metros del suelo.

- 2) Máxima y mínima. Ambos son colocados horizontalmente y con una ligera inclinación hacia el bulbo. El de máxima es de mercurio y tiene la columna interrumpida como los termómetros clínicos, para que quede registrada la mayor temperatura habida. El de mínima es de alcohol y tiene en su líquido termométrico un índice que es accionado únicamente cuando baja el líquido, lo que permite el registro de la menor temperatura.
- 3) Seco y húmedo o psicrómetro. El seco puede ser comúnmente el mismo que se utiliza para medir la temperatura del aire. El húmedo tiene el bulbo recubierto con una muselina mojada con agua. Estos termómetros sirven para determinar la humedad relativa y la tensión del vapor de agua del aire.
- 4) Máxima y mínima 10 cms sobre el suelo. Son termómetros análogos a los de máxima y mínima, pero colocados 10 cms. sobre el suelo.
- 5) Geotermómetros. Son construídos especialmente para medir la temperatura de la superficie de la tierra hacia el sub-suelo, hasta 1 metro. Además de la temperatura de la superficie, se observan las de 5 cms, 15 cms, 25 cms, 50 cms, 75 cms y 100 cms de profundidad.
- 6) Termómetros de agua. Para tomar las temperaturas del agua, el bulbo del termómetro está rodeado por un depósito de agua, que se llena al hundir el termómetro en el río, lago o mar.
- 7) Registadores de temperaturas: Termógrafos:
 Cuando es necesario obtener un registro permanente de temperaturas del aire o del suelo con sus más leves o grandes oscilaciones y con precisión de la hora de ocurrencia, se utilizan unos aparatos llamados termógrafos, que están constituídos, comúnmente por una placa bimetálica. Esta placa se encoge o estira con los cambios de temperatura y tales movimientos se transmiten a un sistema de palancas, una de las cuales está provista de un brazo especial, en cuyo extremo hay una pluma que va efectuando un trazo sobre una banda arrollada a un tambor, en la que están graduadas las distintas líneas de temperaturas. El tambor puede dar una vuelta en un día o en una semana.

23. VARIACION DIURNA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE.

a) Variación media diurna.

Al calentarse la tierra, se produce por irradiación, el calentamiento de la capa de aire que está inmediata a ella. Como el sol recorre el espacio de horizonte a horizonte, saliendo en el Este y poniéndose hacia el Oeste, lógicamente la temperatura del suelo y de la atmósfera próxima al suelo no puede tener un sólo y constante valor, sino que se irá modificando durante el curso del día, de acuerdo con la inclinación de los rayos solares con la tierra. Esta variación va creciendo desde un mínimo en la madrugada hasta un máximo pasado el mediodía, para ir luego decreciendo hasta la puesta del Sol y durante la noche.



La razón del desplazamiento del Ecuador térmico hacia el Norte se debe a la diferente proporción de tierra y agua en ambos hemisferios. El hemisferio Sur está cubierto por más agua que el hemisferio Norte, mientras en éste predomina la tierra.

EXTREMAS ABSOLUTAS DE TEMPERATURA OBSERVADAS.

Las temperaturas más bajas registradas hasta ahora en la superficie de la Tierra, se han producido en Siberia (Rusia asiática), donde el 15 de enero de 1885 se observó en un termómetro de alcohol -68° . Los habitantes de esas regiones pueden soportar tanto frío debido a la pureza del aire, que se mantiene calmoso y seco.

La mayor temperatura fué observada en Argelia (Africa Norte) el 17 de junio de 1879 y fué de $+ 53^{\circ}$ C°. En Venezuela, la mayor temperatura registrada fué en Coro con un valor de 40.4° C° el día 28 del mes de agosto del año 1952 (lapso 1950-1954)

29. LA TEMPERATURA DEL SUBSUELO.

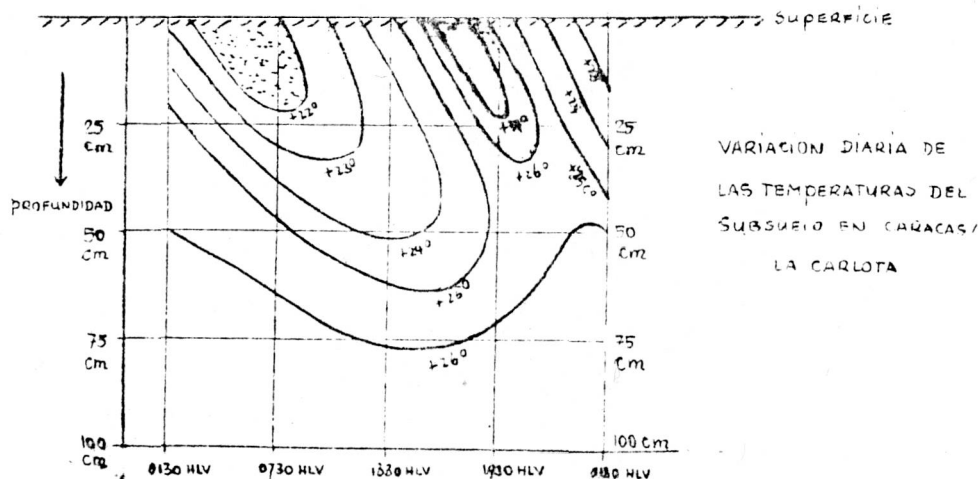
La penetración de la radiación en el interior de la corteza terrestre, termina a pocos metros de la superficie. La radiación diaria apenas llega a 1.5 metros y la anual a los 10-15 metros.

A partir de aquí, la temperatura es casi constante, hasta unos 60 metros, aproximadamente para volver a aumentar en proporción de 2.5° C° por cada 100 metros (gradiente térmico del subsuelo).

a) Oscilación diaria. La conducción de la energía calórica se rige por leyes de propagación, que son las siguientes:

- 1) Las amplitudes de la máxima y mínima de un orden cualquiera, decrecen en proporción geométrica, cuando las profundidades crecen en progresión aritmética.
- 2) El retardo de la máxima y la mínima de la temperatura aumenta proporcionalmente con la profundidad.
- 3) Para las oscilaciones en las cuales los períodos son diferentes, las amplitudes son reducidas en la misma proporción a las profundidades y la máxima y mínima presentan retardos que son proporcionales a las raíces cuadradas de la duración de esos períodos.

A 25 cms de profundidad, el máximo de temperatura se produce hacia las 18 horas, a 50 cms de profundidad, el máximo se presenta alrededor de medianoche y a 1 metro de profundidad, la variación diurna de la temperatura es inferior a 0.1° C°



La conducción de la energía calórica hacia el subsuelo depende también en gran parte de la naturaleza del suelo.

b) Oscilación anual. De las leyes de propagación se deduce que las oscilaciones de temperatura se extienden tanto más profundamente en el suelo cuando más largo es su período.

La transmisión es retardada cuando el suelo está recubierto de sustancias poco conductoras, como por ejemplo, el césped y la nieve.

En las zonas templadas la conducción anual de la energía calórica llega hasta 6-13 metros de profundidad, en zonas tropicales apenas a 2 metros. La profundidad varía de una latitud a otra y depende mucho de la naturaleza del suelo.

c) Capa invariable. A partir de cierta profundidad, desaparece toda acción solar, llamada la capa siguiente la "capa invariable", registrándose pues, la temperatura del geode de acuerdo con su temperatura interna.

30. LA TEMPERATURA DEL MAR.

El agua del mar es un buen conductor del calor, el cual se transmite a grandes profundidades, muy superiores a las de la tierra misma.

El agua, no obstante, se calienta con extraordinaria dificultad; necesita relativamente la mayor fuerza calórica; por el contrario, restituye al aire, por mucho tiempo, gran cantidad de calor o, lo que es lo mismo, se enfría muy lentamente.

La cantidad de radiación que recibe el mar no es uniforme, pues depende de la mayor o menor verticalidad de los rayos solares, de la declinación del Sol y de la situación geográfica.

La distribución de las temperaturas con la profundidad, pueden apreciarse en el cuadro siguiente:

Profundidad metros	Temperatura en C°		
	20°S	Equador	30°N
0	+23.9	+25.5	+22.8
50	23.9	25.3	20.0
100	23.8	13.8	19.9
150	21.5	13.0	18.1
200	18.7	12.3	17.6
400	11.3	9.0	14.5
600	6.1	5.4	11.7
800	3.9	4.3	9.9
1000	3.3	3.8	8.3

En el cuadro se observa que la disminución de temperatura o el gradiente de temperatura es grande en las capas superiores, pero a partir de 300 metros es pequeño.

En el fondo del mar y contrariamente a lo que sucede en tierra firme, se observan menores temperaturas que en la superficie.

En el Caribe, la temperatura casi constante empieza a 1700 metros de profundidad y es de 4.6 C°.

a) Oscilación diurna. Según Meinardus, las oscilaciones periódicas de

la temperatura del agua del mar, en las regiones polares es de 0.1 C°, en las regiones templadas de 0.37 C° y en los trópicos de 0.67 a 1.0 C°.

Esa reducida variación diurna de la temperatura, da una idea de lo que es el clima marítimo, en comparación con el terrestre, que sufre oscilaciones de muchos grados.

b) La oscilación anual, es función principalmente de la latitud, y está afectada enormemente por las corrientes oceánicas.

Las más grandes variaciones anuales ocurren en las latitudes medias, o en las zonas templadas.

Las más pequeñas se encuentran en los trópicos y en los mares glaciales.

Oscilación Media Anual en las diferentes latitudes

Latitudes	50°N	30°N	10°N	0°	10°S	30°S	50°S
Oscilación anual	8.4	6.7	2.2	2.3	2.6	5.1	2.9

Se considera que un 53% de la superficie total oceánica tiene constantemente temperaturas superiores a 20 C°.

c) Corrientes oceánicas, causas de variaciones de temperatura en la superficie del mar. Las variaciones de temperatura sobre la superficie del océano son debidas especialmente, a las corrientes oceánicas. Estas son, por lo general superficiales, pero llegan a existir, en algunas regiones hasta cerca de 1000 metros de profundidad.

Tales corrientes constituyen movimientos que significan verdaderos transportes de masas de agua de una región a otra, fenómeno no sólo de gran importancia para el navegante, sino, también por la influencia climática que sobre los continentes y mares ejercen esas masas de agua de distinta temperatura.

Las corrientes más importantes son:

La corriente del Golfo (cálida) en el Atlántico Norte y la corriente de Humboldt (fría) en el Pacífico Sur.

31. DEFINICIONES VARIAS DE TEMPERATURA.

a) Temperatura absoluta A°. Tiene la misma definición que la centígrada, pero el 0° absoluto corresponde a -273 C°. El 0 C° tiene entonces el valor de 273° absoluta, y 23 C° por ejemplo son 296° absoluto. -200° corresponden a 253 absoluto.

Esta escala fué ideada por Lord Kelvin, considerando que la temperatura absoluta, en la cual se van a "congelar" los átomos, es de -2730°. En memoria de él, la temperatura se llama kelvin grados, para la conversión de C° en A°, sirve la siguiente ecuación:

$$K^{\circ} = 273 + (\pm C^{\circ})$$

b) Temperatura potencial. Si suponemos que un paquete de aire en cierta altura se le transporta adiabáticamente a 1000 mb de presión, entonces se la calienta adiabáticamente (vea aparte gradiente adiabático) según el gradiente adiabático. La temperatura que tendrá a 1000 mb de presión, se la llama temperatura potencial (θ°).

El uso de la temperatura potencial es cómodo, pues, cualesquiera que sean las transportaciones adiabáticas de un paquete de aire seco, su temperatura potencial varía. Se expresa la temperatura potencial en C° o K° .

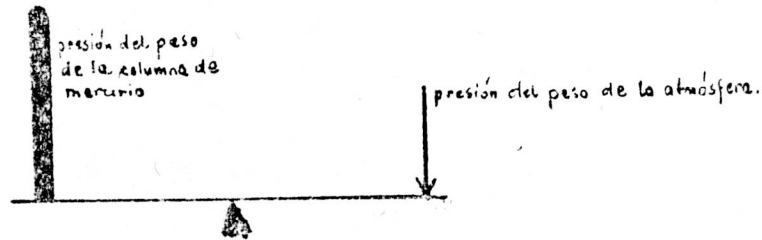
c) Temperatura virtual (T_v). Sabemos que el vapor de agua contiene energía latente. Si quitamos totalmente el vapor de agua que contiene el aire, por medio de condensación, queda libre la energía latente, lo que trae consigo, que la temperatura del aire aumente.

La temperatura, que tendrá una masa de aire si éste fuera sumamente seco por desaturación, se llama temperatura virtual y se usa generalmente en cálculos meteorológicos.

Se expresa la temperatura virtual en C°

ser así, se establecerá un desequilibrio que alteraría la posición horizontal de la superficie del agua.

La columna del agua dentro del tubo, tiene otro peso, que ejerce también una presión y que está en oposición al anterior peso o presión del aire. El instrumento es entonces una especie de balanza.



A un lado de la balanza está el peso de la columna de aire, al otro lado de ésta se encuentra el peso de la columna de agua. Se establece el equilibrio solamente cuando el peso del aire sea igual al peso del agua, puesto que la columna de agua está como suspendida en el vacío, desde el momento en que, en la parte superior del tubo se ha producido un vacío perfecto, al descender el agua y no entrar aire.

La experiencia de Torricelli fué efectuada, también, con mercurio que pesa 13.59 veces más que el agua) y sobre un tubo de 1 metro de largo. El mercurio (Hg), al colocar el tubo sobre el recipiente, descendió hasta una altura de 76 centímetros, aproximadamente, la que está de acuerdo con la diferencia de los pesos específicos de agua ($=1 \frac{gr}{cm^3}$) y del mercurio ($=13.59 \frac{gr}{cm^3}$). Dicho aparato llenado con mercurio, llamamos barómetro.

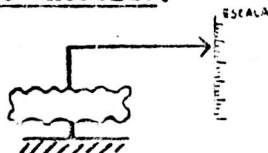
La altura de la columna de mercurio variará tan sólo cuando la presión ejercida por el aire sobre la superficie del mercurio, cambie, lo que equivale a afirmar que variará cuando se altera la presión atmosférica. De esta manera, la altura de la columna de mercurio nos permitirá medir, en cualquier instante, la presión atmosférica.

Existen tres tipos principales de barómetros:

- 1) Barómetro Fortín, o de cubeta móvil, con una escala.
- 2) Barómetro Estación, o de cubeta fija, con una escala.
- 3) Barómetro patrón, con dos escalas, una para la superficie inferior del mercurio en la cubeta, otra para la superficie superior de la columna de mercurio en el tubo.

Las partes comunes a todos los barómetros de mercurio, son: un tubo de vidrio de 90 centímetros de largo, una cubeta o recipiente, con el fondo móvil (Fortín, patrón), o fijo (Barómetro de estación), y una escala graduada en milímetros (o milibares), adosada al tubo, sobre la cual se podrá leer la altura de la columna de mercurio, que representa la presión atmosférica o peso de la atmósfera, expresada en milímetros o en milibares; (Vea Folleto III "Instrumentos Meteorológicos").

b) Barómetro aneroides.



Consiste esencialmente, de una caja de vacío (cápsula aneroides o vidie), de metal, que se encoge o dilata con la presión. Como va unida, por un sistema de palancas, a una aguja indicadora, ésta va señalando sobre una escala la presión atmosférica del momento. (Vea Folleto III

"Instrumentos Meteorológicos".

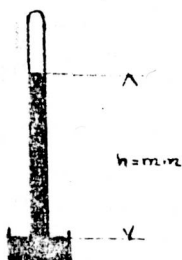
c) Barógrafo.

Estos aparatos permiten obtener y registrar la presión atmosférica en forma continua, conociéndose así de una manera precisa las variaciones bruscas.

En general están constituidos por una pila de cápsulas - vidie. Los efectos de la presión son sentidos por las placas, los que los transmiten por un sistema de ejes y palancas, a un brazo portaplumilla, que lleva una pluma especial, que efectúa un trazado en un papel graduado (banda) sobre un tambor. Este tambor es accionado por un aparato de relojería que le permite dar una vuelta en 24 horas, 48 horas o en una semana, con lo que se obtiene un registro diario, de dos días o semanal.

34. UNIDADES DE MEDIDA DE LA PRESION ATMOSFERICA.

a) Milímetros.



Desde el inicio de las observaciones barométricas se ha expresado la presión atmosférica con la altura h en milímetros de la columna de mercurio en el tubo sobre la superficie de mercurio en la cubeta (recipiente).

Podemos clasificar los mm de altura como primera medida de la presión atmosférica, que naturalmente no expresa la presión que ejerce el peso de la columna de aire, sino es solamente un índice de la presión atmosférica, expresado en milímetros, una medida lineal.

b) Pulgadas.

En países de habla inglesa se usa otra medida lineal que es también un índice de la presión atmosférica: pulgadas (inches).

Para convertir milímetros a pulgadas y viceversa, se usan las siguientes fórmulas:

$$1) \quad 1 \text{ pulgada} = 25.4 \text{ mm}$$

$$2) \quad 1 \text{ milímetro} = 0.039 \text{ pulgadas.}$$

Ejemplos: de conversión de milímetros a pulgadas y viceversa.

a) $760 \text{ mm} = ? \text{ pulgadas}$

$$\frac{760.0}{25.4} = 29.93 \text{ pulgadas: (con fórmula 1)}$$

b) $700.0 \text{ mm} = ? \text{ pulgadas.}$

$$\frac{700.0}{25.4} = 27.56 \text{ pulgadas (con fórmula 1)}$$

c) $29.85 \text{ pulgadas} = ? \text{ milímetros.}$

$$29.85 \times 25.4 = 758.0 \text{ mm (con fórmula 1)}$$

Los milímetros se expresan hasta décimos de mm.

Las pulgadas se expresan hasta centésimas de pulgadas.

c) Milibares.

Como hemos visto en aparte 9 (la gravedad terrestre), actúa sobre cualquier materia la fuerza de gravedad terrestre y naturalmente también sobre la columna de mercurio, la que varía de un punto a otro de la Tierra.

Para considerar, pues, la presión, que ejerce la atmósfera sobre nosotros, hay que saber al principio el peso de la atmósfera, que podemos calcular por medio del peso del mercurio en el tubo del barómetro, que siempre está en equilibrio con el primero.

Sea A la Sección del tubo de mercurio en centímetros cuadrados y este área será de 1 cm^2 y supongamos que el mercurio haya llegado a la altura h de 760 mm (= 76 centímetros), medida desde la superficie del mercurio en la cubeta.

El volumen V de esta columna de mercurio será:

$$V = A (\text{área}) \times h = 1 \text{ [cm}^2\text{]} \times 76 \text{ [cm]} = 76 \text{ [cm}^3\text{]}$$

Siendo el peso de un cuerpo, igual al producto de su volumen, por su peso específico $\rho = \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$ el peso de esta columna de mercurio, será:

$$\text{Peso} = V \times \rho \left[\text{cm}^3 \times \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right] = V \times \rho \text{ [gr]} ;$$

Sabemos que el peso específico de mercurio (Hg) es $13.59 \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$

El peso de la columna de mercurio, será entonces:

$$\text{Peso} = V \times \rho = 76 \text{ [cm}^3\text{]} \times 13.59 \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right] = 1032.84 \text{ [gr]} ;$$

o sea, 1,033 kilogramos, que es lo que, comúnmente, se conoce con el nombre de una ATMÓSFERA.

Sabemos, que para cada gramo de materia, la gravedad ejerce una fuerza de aceleración de aproximado $981 \left[\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2} \right]$. Para saber la fuerza o la presión, que ejerce, pues, el peso de la atmósfera, hay que multiplicar los 1032,84 gramos con $981 \left[\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2} \right]$

La presión será:

$$p = 1032.84 \text{ [gr]} \times 981 \left[\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2} \right] = 1\,013\,300 \left[\frac{\text{gr} \cdot \text{cm}}{\text{seg}^2} \right]$$

$$1 \left[\frac{\text{gr} \cdot \text{cm}}{\text{seg}^2} \right] = 1 \text{ dina.}$$

1 Millón de dinas equivalen a un BAR.

Pero en la meteorología, en vista de que un Bar es un millón de dinas que es un número muy grande se ha adoptado una unidad mil veces menor, llamada Milibar.

Un milibar = mb, es igual entonces a 1000 dinas, s,

1 Millón de dinas son 1000mb;

Este proceso se produce en forma regular, siempre que los elementos meteorológicos sean normales. Por varias causas, como nubosidad, precipitación, diferentes masas de aire, tal regularidad suele ser fuertemente alterada.

b) Causas que afectan la variación media diurna.

1) La nubosidad. Podemos decir ya que si el cielo está cubierto de nubes, en forma parcial o total, la cantidad de insolación que recibe la superficie de la tierra se ve muy disminuida, y las márgenes entre las temperaturas máximas y mínimas disminuyen. Por otro lado, las nubes durante la noche evitan o amortiguan la irradiación, y las mínimas de temperaturas no llegan tan bajas. La ausencia de nubes durante la noche determinan un fuerte enfriamiento de la tierra y las capas de aire adyacentes, que ocasionan abundante rocío.

2) Precipitaciones. A causa de fuertes chaparrones, las mínimas de temperaturas pueden registrarse a mediodía o por la tarde.

3) Situación geográfica.

i) En el Mar, la variación diurna de la temperatura del aire alcanza apenas de 1 a 3 grados entre máxima y mínima y la máxima se presenta a las 16 horas.

ii) En el Continente, la amplitud u oscilación entre máxima y mínima es de un gran valor, llegando por ejemplo en Los Llanos (San Fernando de Apure) a 17 C°.

La vegetación afecta, por otro lado, el valor de esa amplitud atenuándola especialmente donde ellas es muy abundante, como es en los bosques, selvas y por otra parte, en un lugar despoblado de árboles, como sucede en las regiones desiertas, la tierra se calienta mucho de día y se enfría demasiado de noche.

Las regiones montañosas también ven alterada su oscilación normal, marcándose grandes diferencias entre dos puntos situados en la cima de una montaña y en el fondo de un valle, aunque estén cercanos. La máxima temperatura en la cima de la montaña aumenta, y la mínima en el valle disminuye.

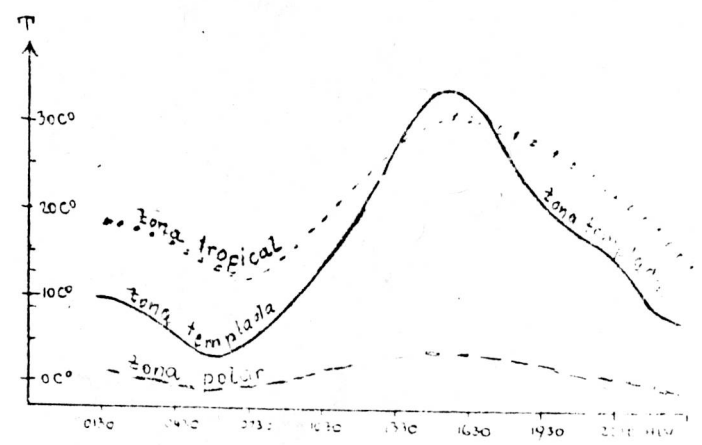
iii) En la Costa, como los lugares de procesos intermedios. De día, la brisa proveniente del mar origina una corriente de aire más fresca, atenuando el valor de la máxima; de noche, el enfriamiento de la Tierra sigue el proceso de cualquier estación continental. La oscilación, entonces, en la Costa es menor por la disminución de la máxima.

c) Efecto de la latitud y de la estación del año en la variación diaria.

El grado de calentamiento de la Tierra, y adjunto de la atmósfera, depende de la radiación solar recibida.

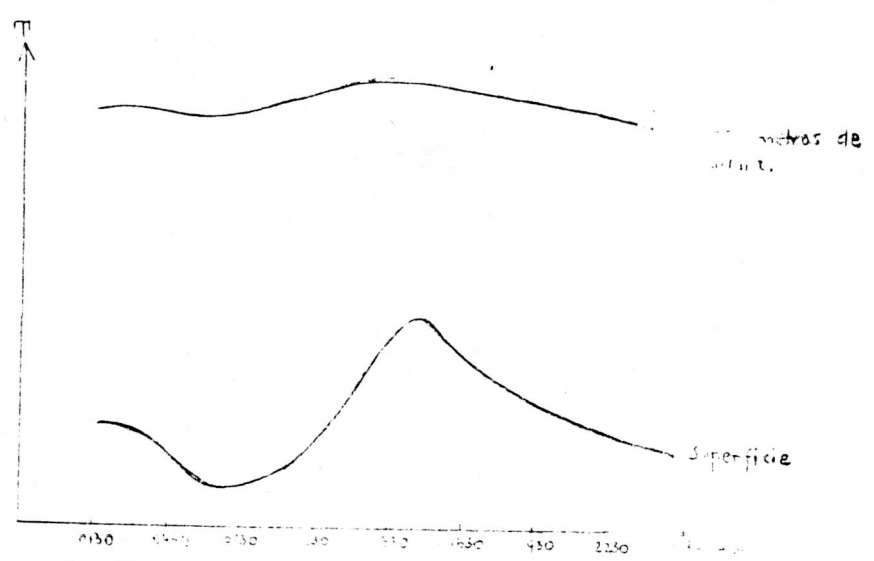
En el Ecuador, la cantidad de energía recibida varía muy poco de una estación del año a otra. Las razones hemos explicado en aparte 7, tratando de las estaciones del año. En cambio, en las regiones entre 23° y 60°N y S, la variación estacional es considerable, pues, según la declinación del Sol, o como el radio vector Sol-Tierra alcanza la superficie de la Tierra, la cantidad de radiación recibida varía muchísimo. Así, en verano (hemisferio Norte) los rayos solares llegan a la Tierra más verticales y el calentamiento del suelo durante el día es considerable y por lo tanto es grande la irradiación; en cambio, por la noche, el enfriamiento es rápido, por lo que existe una gran oscilación entre máximas y mínimas temperaturas. Por el contrario, en el invierno la cantidad de calor recibida es mucho menor, (los rayos del Sol llegan muy inclinados), por ello entre el calentamiento de la Tierra durante el día y su enfriamiento por

la noche se determina una amplitud pequeña y las temperaturas generales son más bajas que en zonas tropicales, llamándose esta zona la "templada".



Dentro del círculo polar las condiciones se presentan muy diferentes. Allí el Sol está debajo del horizonte o sobre él, desde 24 horas en el círculo polar, hasta 6 meses, en el mismo polo. En la primera circunstancia (Sol debajo del horizonte), no existe variación diurna desde que no hay radiación directa; en cambio, en la segunda situación, cuando el Sol se mueve desde el Ecuador hacia el polo, comienza a existir una oscilación diurna, pues el Sol aparece sobre el horizonte. No obstante, por la mínima de radiación recibida en el polo, por estar el Sol muy cerca del horizonte, las temperaturas son muy bajas.

- d) Efecto de altitud en la variación diurna de la temperatura.
 La variación u oscilación diaria de la temperatura, va decreciendo con la altura. A medida que la atmósfera se aleja de la superficie terrestre, disminuyen los efectos de calentamiento de la radiación solar. El descenso de la oscilación en la altura se efectúa en forma rápida, a 300 metros de altura, la amplitud de la variación, es igual al 2/3 del suelo, aproximadamente. A 1000 metros, la oscilación apenas llega a 1°C.

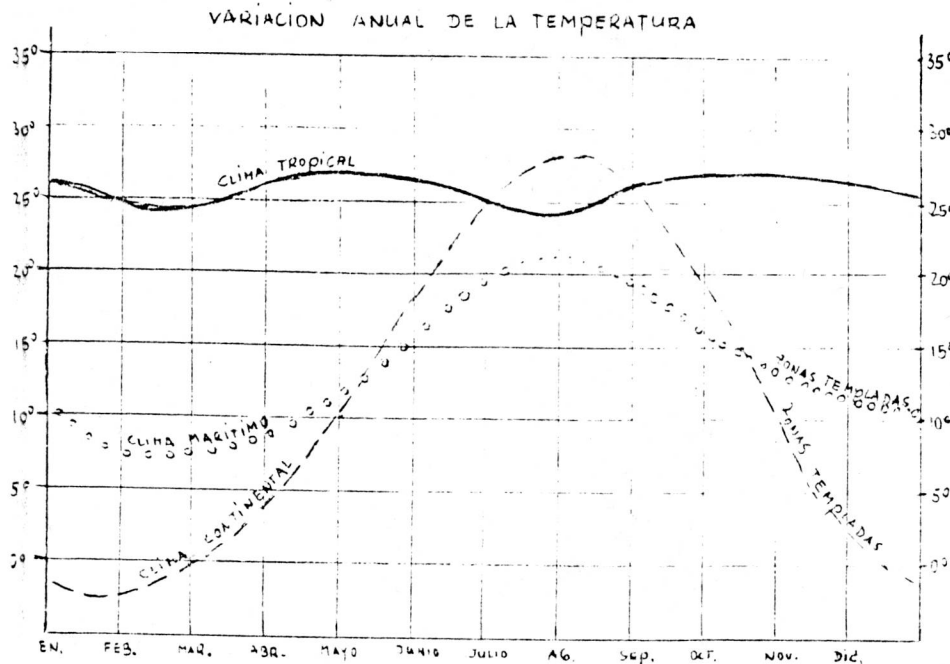


24. VARIACION ANUAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE.

Considerando los promedios de temperaturas mensuales, es decir, los valores medios para cada mes del año, con ello, es posible construir un gráfico, que nos indique la variación anual de la temperatura del aire.

En general, en el hemisferio norte, la mínima de temperatura corresponde a mediados del mes de enero y la máxima a fines de julio. La razón que la mínima y máxima no coincide con la época de menor y mayor insolación (mayor inclinación del rayo vector Sol-Tierra en diciembre y más verti

cal en el mes de junio) es, que la insolación diaria disminuye o aumenta de un día a otro hasta que la cantidad recibida es menor o mayor que la irradiada, siendo el efecto acumulativo, por lo que la temperatura disminuye o aumenta gradualmente hasta llegar a un mínimo o máximo que queda desplazado en casi un mes con respecto a la época de menor o mayor insolación.



Si consideramos un meridiano de la Tierra, observamos, que todos los puntos geográficos situados sobre el desde el Ecuador hasta el polo, tienen valores medios mensuales distintos, máximos hacia el Ecuador y mínimos hacia los polos.

Los puntos comprendidos entre los trópicos presentan dos máximas y dos mínimas, por pasar vertical el Sol dos veces durante el año.

Fuera de los trópicos, hacia los polos, las cosas suceden en forma muy distinta. En las zonas templadas, las máximas se producen al mismo tiempo para todas las latitudes de un hemisferio, pero las mínimas varían de un mes a otro.

En zonas polares existe un período, según dijimos, durante el cual el Sol está por encima del horizonte desde 6 meses en el polo hasta un día. En este tiempo, el calentamiento aumenta diariamente hasta que el Sol vuelve a desaparecer. En cambio, durante el invierno, durante el cual existen en las capas polares períodos de 1 a 180 días, en los que el Sol nunca sale, la temperatura continúa bajando diariamente hasta que el Sol vuelve a aparecer.

Si el calentamiento de la Tierra fuera uniforme, es decir, si no existieran variaciones en la cantidad de nubes, de polvo, vapor de agua etc, la variación anual de la temperatura sería igual de un año a otro, para el mismo lugar y fecha. Pero la variación del estado de tiempo (variación de humedad, nubosidad, precipitación etc.) varía no solamente la media diaria, sino la mensual y aun la anual, estableciendo verdaderas anomalías. Tampoco el calentamiento puede ser uniforme debido a que existen grandes superficies de tierra y agua de variable tamaño en los 2 hemisferios.

Desde el punto de vista climatológico, podemos decir que la acción de las aguas de océanos modifica sustancialmente el clima de toda región coste

ra de igual latitud y aún en el continente.

Debido a estas consideraciones, los climas en general, en el concepto anual, se dividen en marítimos y continentales.

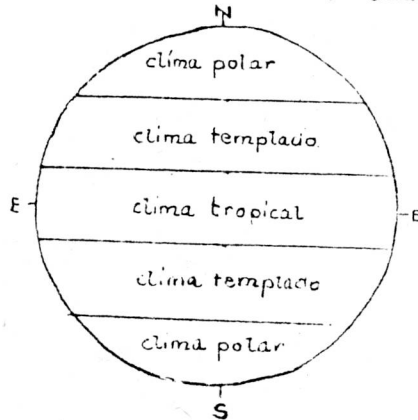
25. LOS CLIMAS EN EL GLOBO TERRESTRE.

"La temperatura del aire es el elemento meteorológico al cual es más sensible el organismo humano".

En estas palabras, del gran Alejandro de Humboldt, se fundaba casi enteramente la clasificación de los climas.

La palabra CLIMA originaria del griego, y que significa "inclinación", fué empleada por los antiguos geógrafos para designar las distintas zonas del globo en que las condiciones meteorológicas eran normalmente distintas.

Se establecieron cinco zonas, a saber:



UNA zona de clima tropical o tórrida, ubicada en la zona ecuatorial y limitada por ambos trópicos.

DOS zonas de clima templado, entre las proximidades de los trópicos y los círculos polares.

DOS zonas de clima polar, dentro de los círculos polares.

Por la situación geográfica en el interior del continente o en la Costa (Isla), se puede distinguir dentro de las zonas tropicales, templadas y polares, de nuevo, climas marítimos o climas continentales.

Los resultados de las observaciones meteorológicas y los estudios acerca de la distribución de la vegetación sobre la Tierra, han demostrado la insuficiencia de esta división climática, tan artificial y puramente geográfica.

De acuerdo con la clásica y moderna definición de HANN, se llama clima "al conjunto de los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto de la superficie terrestre". De aquí que conviene considerar el clima como "La sucesión habitual de los estados de la atmósfera, caracterizados por los valores medios, de la amplitud de sus variaciones diversas, diarias, mensuales, anuales, estacionales y sus valores extremos".

De acuerdo, pues, al concepto más moderno de la ciencia meteorológica, se ha clasificado el clima terrestre de modo diferente. La mejor clasificación existente fué ideada por W. KOEPPEN, quién ha relacionado los fenómenos meteorológicos con la vegetación terrestre.

26. VARIACION DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA.

La temperatura sufre una continua disminución con la altitud.

a) Gradiente altotérmico.

Se llama gradiente altotérmico, al decrecimiento de temperatura por unidad de distancia. La causa de la disminución de la temperatura con la altura es que la atmósfera se calienta indirectamente vía la Tierra, o la Tierra como una estufa, más cerca de ésta, más calor recibe la atmósfera, más lejos de la estufa, menor energía calórica puede tener la atmós-

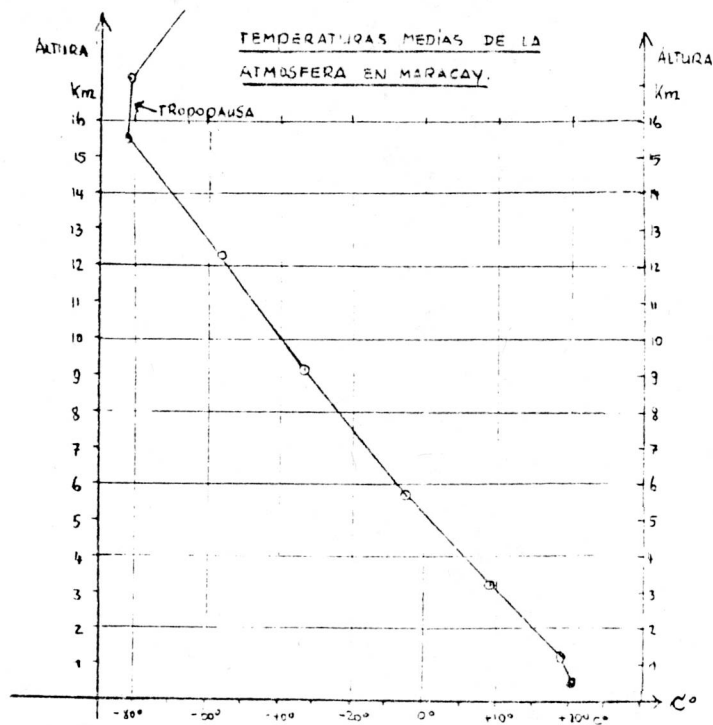
fera.

El valor medio adoptado internacionalmente del gradiente alto-térmico es

0.65 C° por cada 100 metros

Subiendo en avión 1000 metros, pues, la temperatura debe ser 6.5 C° menor que al iniciar el ascenso.

En el trópico (Radiosonda de Maracay) se han observado valores distintos al valor medio internacional, y es de 0.55 C° por cada 100 metros. Valor, que hace 150 años, Alejandro de Humboldt durante su viaje a Venezuela pudo determinar con una exactitud sorprendente.

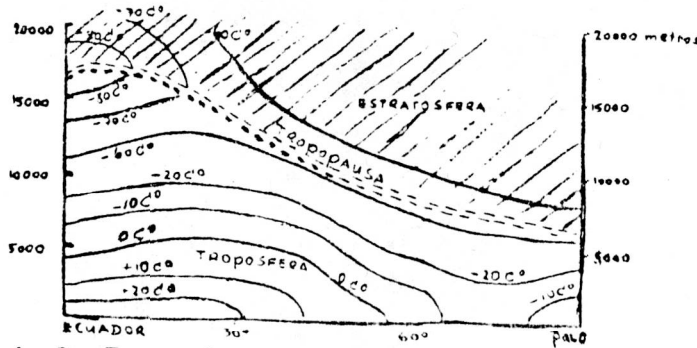


b) La Tropopausa, capa divisora entre Troposfera y Estratosfera.

Como podemos observar en el gráfico de temperaturas medias de la atmósfera en Maracay, la temperatura disminuye hasta cierta altura de 16000 metros, en la cual la temperatura alcanza valores de -80C°. A partir de esta altura, y subiendo más, la temperatura de -80C° no varía, sino es constante hasta alrededor de 18000 metros y encima empieza un aumento extraño de temperatura, para llegar en 26.000 metros a -55C°.

La capa entre 16000-18000 metros, en la cual la temperatura es constante de -80C° (llamada isoterma porque la temperatura no varía) es definida como la Tropopausa y es también la capa divisora entre la atmósfera inferior, llamada Troposfera, y la atmósfera superior llamada Estratosfera.

Investigaciones de la Tropopausa en diferentes latitudes llegaban a los resultados que esta capa es más baja, cuanto más cercano es un lugar a los polos y en el polo mismo, la altura de la Tropopausa es alrededor de 8000 metros, pero también la temperatura en la tropopausa no llega a ser de -80C° como en el trópico, sino solamente de -60C°.



El espesor de la Troposfera disminuye hacia el polo, mientras la Estratosfera aumenta.

En la Troposfera, generalmente, se forman los fenómenos meteorológicos, mientras en la Estratosfera, por ausencia de vapor de agua como causante de nubes etc., reina siempre buen tiempo.

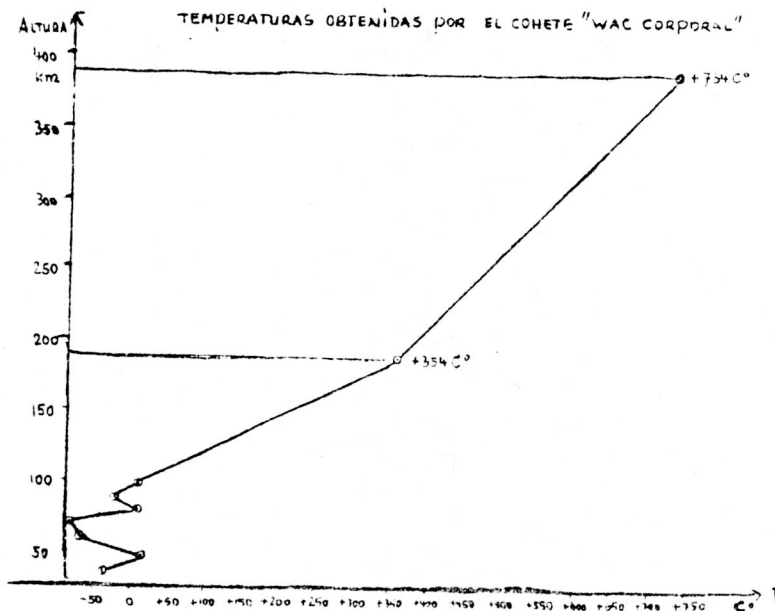
Al otro lado podemos decir, que las temperaturas de la Estratosfera cerca del Ecuador son más bajas que las de los polos, en los cuales nunca se ha observado temperaturas de -80° . La Troposfera, en cambio, según dijimos, cerca del Ecuador es más caliente que en los polos (zona tropical, zona polar).

De estas consideraciones, von Ficker dedujo la ley de compensación de la atmósfera:

Quando Troposfera cálida \longrightarrow Estratosfera fría

Quando Troposfera fría \longrightarrow Estratosfera relativamente cálida

El cohete de investigación "WAC CORPORAL" que fué lanzado por medio de la madre cohete V-2, en los EEUU, ha alcanzado una altura de 400 kilómetros. El registrador de temperatura instalado en este aparato, ha registrado en la Estratosfera las siguientes temperaturas:

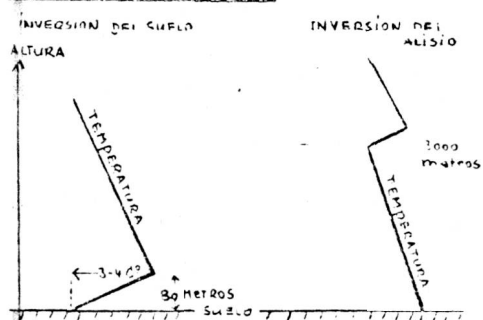


El aumento de la temperatura hasta $+940\text{ C}^\circ$ se considera es debido a la propiedad de absorción de la radiación solar en la llamada Ionosfera, capa en la cual se encuentran partículas ionizadas por los rayos solares, no obstante decir, que en estas grandes alturas hay muchos factores desconocidos para investigaciones futuras.

c) Inversión de temperatura.

La disminución de temperatura se produce normalmente hacia arriba, pero puede, como hemos visto en punto (b), producirse el fenómeno inverso; en la Estratosfera aumenta la temperatura hacia arriba. Este proceso se le llama INVERSION DE TEMPERATURA.

Esta inversión de temperatura puede producirse también cerca del suelo, al llegar la noche. La temperatura del aire en la altura es entonces mayor que la de la superficie del suelo y la de la capa del aire intermedia. En este fenómeno interviene en forma activa el calor que manda la Tierra a la atmósfera y que se ha ido almacenando durante el día en el vapor de agua, en las nubes, etc., mientras la Tierra y la capa de aire adyacente se enfría por irradiación nocturna. Esta inversión se llama I. INVERSION DEL SUELO.



En Maracay generalmente durante los meses de "verano" (diciembre - abril), la inversión de temperatura alcanza valores de $3-4\text{ C}^\circ$ y la altura media de la inversión es de 80 metros.

INVERSIONES de temperatura pudieran ser observadas en cualquier altura de la atmósfera debido a diferentes perturbaciones atmosféricas.

Generalmente, y también durante los meses de "verano" en Venezuela, se observa la

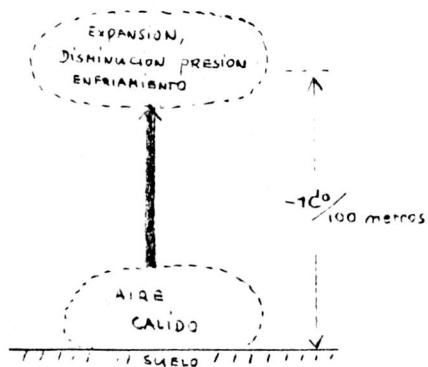
"inversión del alisio" a una altura de alrededor de 3000 metros.

Los fenómenos de la inversión evitan, o mejor dicho, contrarrestan los efectos del fuerte enfriamiento de la Tierra durante la noche y dan lugar a una serie de fenómenos meteorológicos que actúan grandemente en el estado del tiempo.

d) El gradiente adiabático.

La expresión "adiabático" se utiliza en la termodinámica para explicar el proceso físico por el cual un gas modifica su presión y su densidad, sin necesidad de adquirir de los alrededores calor o sin ceder él su propio calor.

Tal proceso es de gran importancia en la meteorología por cuanto ocurre en numerosos fenómenos meteorológicos y en la circulación de la masa de aire, tanto local como general.

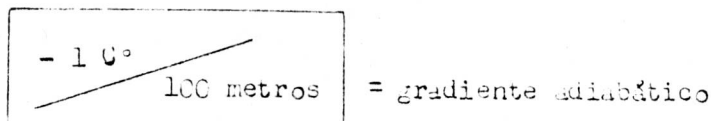


Hablando de la convección de la energía calórica (aparte 19), dijimos, que el aire calentado directamente sobre la superficie de la Tierra, por disminución de su densidad, se eleva, siendo ocupado su lugar por otra masa de aire de la superficie del suelo adyacente. A este paquete de aire calentado, en elevación, comúnmente, se puede aplicar el proceso adiabático, el calor que tiene, no se pierde así como tampoco se adquiere energía calórica de los alrededores.

Al ascender el paquete de aire, disminuye la presión atmosférica (ver Capítulo: Presión atmosférica), lo que trae consigo que el volumen del pa-

quete de aire aumenta, pero a causa de la expansión adiabática disminuye la temperatura. (Ley de Boyle-Mariotte y de Gay-Lussac).

El valor de la disminución adiabática de la temperatura por cada unidad de altura se llama gradiente adiabático. Resulta que la temperatura disminuye $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 metros.



Análogamente, si el aire desciende, su temperatura aumenta $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, por cada 100 metros (Este gradiente adiabático es válido solamente, cuando el aire no está saturado de vapor de agua).

e) La diferencia entre gradiente alto-térmico y el gradiente adiabático:

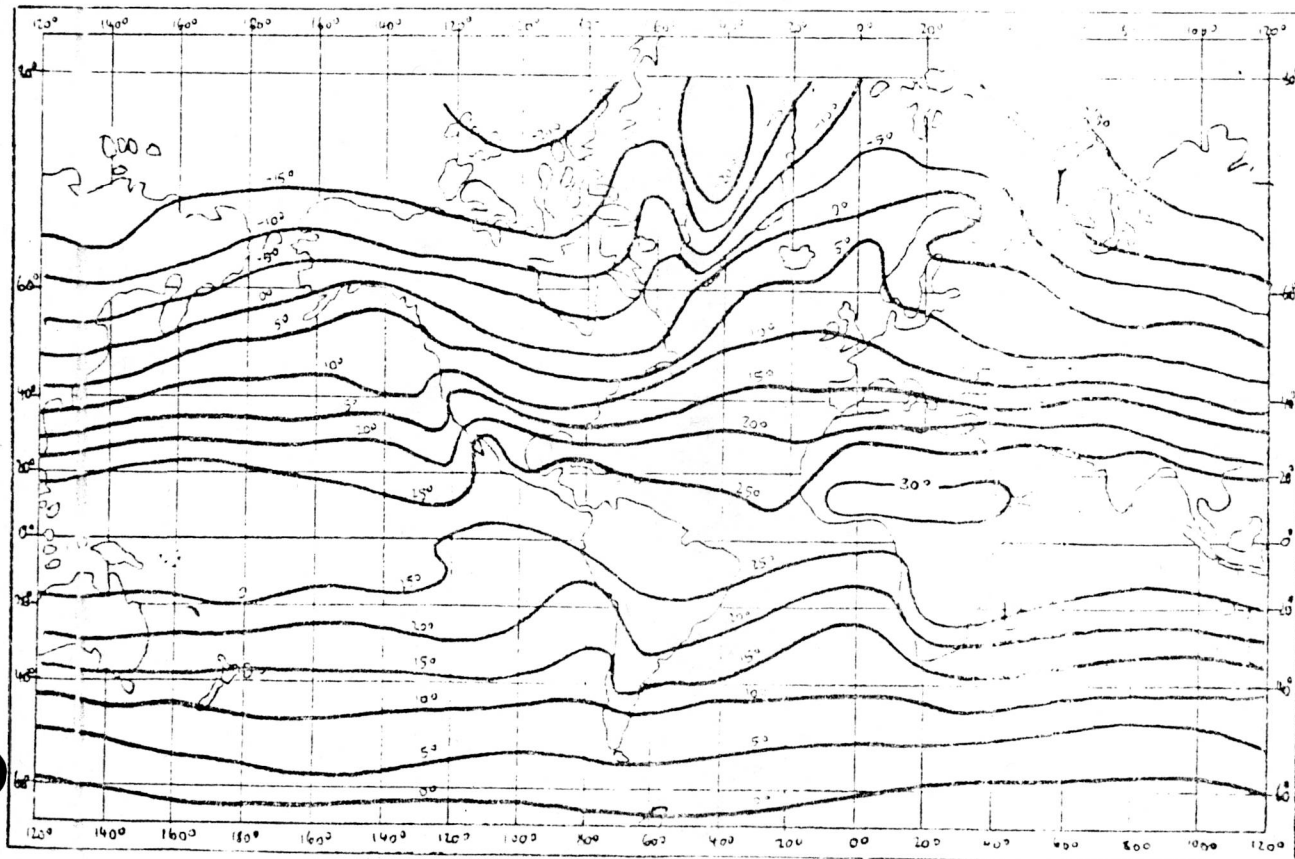
El gradiente alto-térmico indica solamente la disminución estadística de la temperatura en la atmósfera con la altura.

El gradiente adiabático tiene como principio un proceso físico, cuando el aire hace un movimiento ascendente o descendente.

27. ISOTERMAS.

Son líneas que unen todos los puntos de igual temperatura, ya sean correspondientes a promedios diarios, mensuales, anuales o estacionales. Las primeras, son empleadas, sobre todo, para la predicción del tiempo y acompañan generalmente las cartas de isobaras de los boletines meteorológicos o mapas de topografías absolutas de 500 mb, 700 mb, 500 mb y 400 mb. La primera carta de isotermas medias anuales (reducidos los valores de temperatura al Nivel Mar), fué hecha en el año 1817, por Alejandro de Humboldt.

Estas líneas no siguen un trazado rectilíneo, sino varían e irregular, aunque siguiendo siempre el principio de que el máximo valor se encuentra cerca del ecuador y el mínimo rodeando cada polo.



ISOTERMAS MEDIAS ANUALES

En nuestro caso:

1 013 300 dinas son 1013.3 mb.

A la altura de la columna de mercurio de 760 mm, corresponde entonces una presión atmosférica de 1013.3 mb, o, porque podemos convertir 760 mm en pulgadas:

$$\underline{760 \text{ mm} = 29.93 \text{ pulgadas} = 1013.3 \text{ mb.}}$$

A la altura de 750 mm, que son 29.54 pulgadas, corresponde una presión atmosférica de 1000 mb.

$$1 \text{ mb es entonces } \frac{1000}{750} = \frac{3}{4} \text{ partes de un mm.}$$

Ejemplos de conversión:

a) 700.0 mm = ? mb;

$$700.0 \times \frac{4}{3} = \frac{2800.0}{3} = 933.3 \text{ mb.}$$

b) 734.0 mm = ? mb;

$$734.0 \times \frac{4}{3} = \frac{2936.0}{3} = 978.7 \text{ mb.}$$

c) 943.0 mb = ? mm

$$943.0 \times \frac{3}{4} = \frac{2829.0}{4} = 707.3 \text{ mm.}$$

Los milibares se expresan hasta décimos de milibares.

35. CORRECCIONES DE LA LECTURA DEL BARÓMETRO.

a) Corrección a 0 C°



Hecha la lectura del barómetro (Vea Folleto II "La observación meteorológica") sólo es necesario corregir la dilatación de la columna de mercurio en el tubo por el exceso de la temperatura que tenga sobre el cero el termómetro adherido; es decir, que toda lectura que indique el barómetro, es necesario reducirla a la que correspondería si la temperatura del mercurio fuera 0 C°.

Con mayor temperatura que 0 C°, el mercurio se expande, la corrección es entonces siempre una substracción a la lectura del barómetro.

Con temperatura bajo 0 C°, el mercurio retrae más, la corrección es entonces siempre una adición a la lectura del barómetro.

Tablas para la conversión de la lectura del barómetro a 0 C° facilitan el cálculo.

b) Corrección instrumental.

Se llama así a la que debe efectuarse por los errores debidos a defectos de construcción de los aparatos, o calidad del material y de capilaridad. Esos valores se conocen comparando el aparato y un barómetro patrón y se deben aplicar a todas las lecturas que se hagan en él.

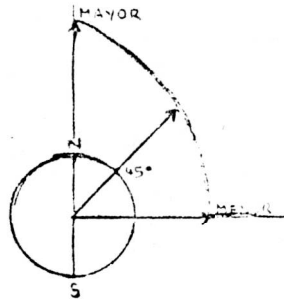
El valor de la corrección instrumental, valor fijo para cada instrumento, siempre está incluido en el valor de reducción a la gravedad normal.

36. REDUCCION A LA GRAVEDAD NORMAL.

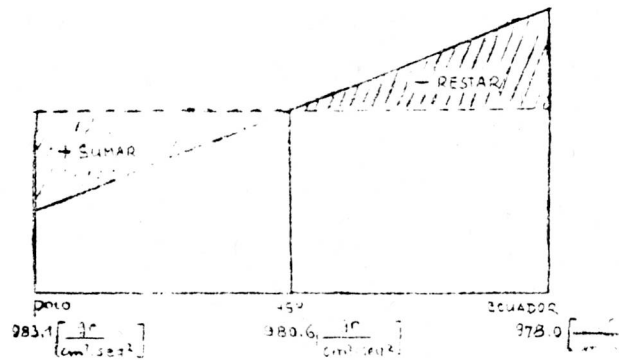
Como ya se explicó en aparte 2 "La gravedad terrestre", la fuerza de la gravedad varía con la distancia al centro de la Tierra,

- 1) Por altitud. Dos columnas de mercurio, de la misma temperatura y suponiendo que tendrán la misma altura en mm, colocadas en igual latitud, pero una al nivel mar y la otra a cierta altura sobre éste, no tendrá el mismo peso: la primera al nivel mar será más pesada por estar más cerca del Centro de la Tierra, la segunda a cierta altura será más liviana por estar más lejos del centro de la Tierra. Por tal causa, debe reducirse todas las lecturas de barómetros de cierta altura a la gravedad reinante al Nivel Mar en este lugar. Dicha Reducción siempre es una sustracción, - el valor del cual está incluido en la reducción a la gravedad normal (por latitud).
- 2) Por latitud. Para poder comparar las presiones barométricas observadas en distintas latitudes, es necesario tener en cuenta la variación de la fuerza de gravedad al Nivel del Mar de la Tierra.

La intensidad de dicha fuerza aumenta del Ecuador a los Polos, pues en los polos es menor la distancia al Centro de la Tierra. Por lo tanto, una columna de mercurio situada en el polo y otra en el Ecuador, registrando ambas igual lectura, no pueden expresar el mismo valor de la presión atmosférica, pues el mercurio pesa más en el polo que en el Ecuador el peso del aire estará representado por una columna más corta en el primer lugar que en el segundo.



Se ha convenido, pues, en reducir todas las lecturas barométricas al valor que tendrían si el peso absoluto de la unidad de volumen del mercurio fuera en todas las latitudes el mismo que al nivel del mar a los 45° de latitud. Esto es lo que se llama reducir la presión a la gravedad normal.



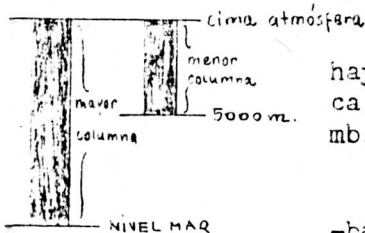
Existen tablas donde están indicados dichos valores de reducción, valores que deben sumarse a las lecturas efectuadas en barómetros colocados entre 45° y 90° latitud, y restar a los ubicados entre 0° y 45° latitud.

A cada estación meteorológica se suministra el valor de la reducción a la gravedad, en la cual, como anteriormente dicho, está incluida la corrección instrumental y la reducción de la gravedad por altura.

El valor mismo está expresado en milímetros y décimos.

37. EL GRADIENTE ALTO-BÁRICO.

La presión decrece, como ya hemos dicho, con la altura, porque con mayor altura sobre nivel mar, menor columna de aire se encuentra encima.

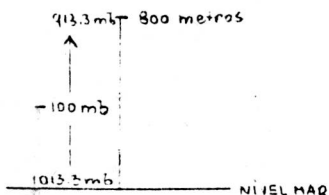


Hasta cierta altura, digamos, hasta 5000 metros, - hay un promedio de disminución de presión atmosférica. Cada 8 metros de ascenso, la presión disminuye 1 mb.

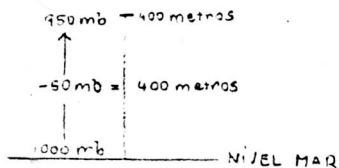
Dicho valor: 8 metros/-1 mb se llama gradiente alto-bárico.

1) Supongamos una presión atmosférica al Nivel Mar de 1013.3 mb, y ascendemos en avión 800 metros, fácilmente se puede calcular la presión atmosférica, que reinará a esta altura, a saber:

Quando por cada 8 metros disminuye la presión atmosférica 1 mb, entonces disminuye para 800 metros la presión $\frac{800}{8} = 100$ mb, o sea la presión a 800 metros de altura será de $1013.3 - 100 = 913.3$ mb.

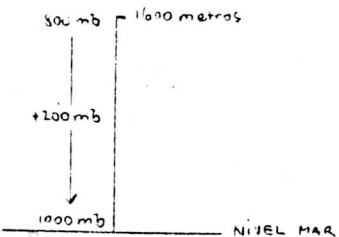


2) Suponiendo una presión atmosférica al Nivel Mar de 1000.0 mb y ascendiendo con avión hasta que la presión atmosférica es de 950 mb, fácilmente se puede calcular la altura sobre Nivel Mar, a saber: la presión disminuyó $1000 - 950 = 50$ mb. Cuando por cada 1 mb disminución corresponden 8 metros de ascenso, entonces la altura, que equivale a 50 mb de disminución es $50 \times 8 = 400$ metros.



3) Supongamos, que un avión se encuentra a una altura de 1600 metros sobre Nivel Mar y la presión atmosférica a esta altura será de 800 mb. Fácilmente se puede calcular la presión atmosférica al Nivel mar, a saber:

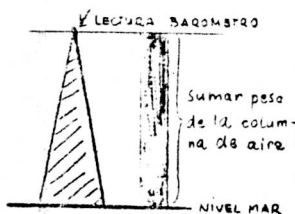
En descender, naturalmente la presión aumenta 1 mb por cada 8 metros. En 1600 metros de descenso, la presión aumenta entonces $\frac{1600}{8} = 200$ mb. La presión atmosférica al Nivel Mar será, pues $800 + 200$ mb = 1000 mb.



38. LA REDUCCION AL NIVEL MAR DE LAS LECTURAS DE LOS BAROMETROS.

Las estaciones meteorológicas tienen alturas muy variadas sobre el nivel Mar. A fin de tener un valor correlativo entre todas las observaciones de las numerosas estaciones, es necesario por lo expuesto en aparte 37, (gradiente alto-bárico), reducirlas a un nivel común, que es el Nivel del Mar, que se ha considerado como patrón de reducción.

A todas las lecturas de los barómetros de las estaciones debe sumárseles una cantidad equivalente al peso de la columna de aire cuya altura es la del lugar sobre nivel del mar. Esta operación es fácil de realizar, pues los distintos valores necesarios (temperatura y presión corregida a 0 C° y a la gravedad normal) figuran en tablas especiales, que poseen todas las estaciones.



Ya que sabemos que el peso de la columna de aire depende de la densidad de éste, y la densidad varía con la tem

peratura del aire, se debe considerar varios valores en la reducción al Nivel Mar. Para el cálculo del valor de reducción al Nivel del Mar hay que usar la ecuación:

$$\Delta p = \left(e^{\frac{h \cdot g}{R \cdot T}} - 1 \right) \times p$$

- en la cual
- Δp = valor de reducción al nivel mar.
 - e = constante matemática.
 - h = altura estación en metros.
 - g = gravedad
 - R = constante de gas (aire)
 - T = temperatura en C°
 - p = presión al nivel estación.

Por ser muy compleja la verdadera reducción al Nivel Mar, se introducen errores, aunque mínimos para estaciones entre Nivel Mar y 500 metros de altura. Para estaciones arriba de 500 metros, los errores ya son considerables. A consecuencia no se reduce la presión al Nivel Mar para estaciones arriba de 500 metros de altura.

39. ALTIMETROS

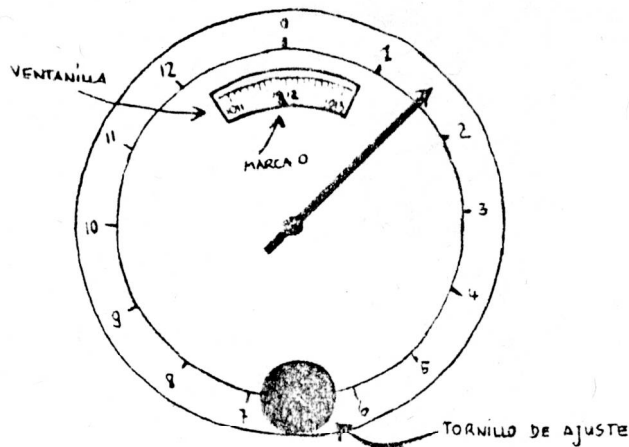
Sabiendo la relación entre presión y altura, como queda expresada en la parte 37 y 38, puede modificarse un barómetro aneroides de modo tal, que la escala indica alturas en lugar de presiones, recibiendo en tal caso el nombre de altímetro. La escala de presión estará entonces substituida por la de la altura correspondiente, según tabla siguiente:

Presión mb	altura metros
1013.3 mb	Nivel Mar
954.6 "	500 metros
898.7 "	1000 "
845.5 "	1500 "
794.9 "	2000 "
746.8 "	2500 "
701.0 "	3000 "
657.5 "	3500 "
616.3 "	4000 "
540.1 "	5000 "
264.2 "	10000 "
120.4 "	15000 "
54.7 "	20000 "

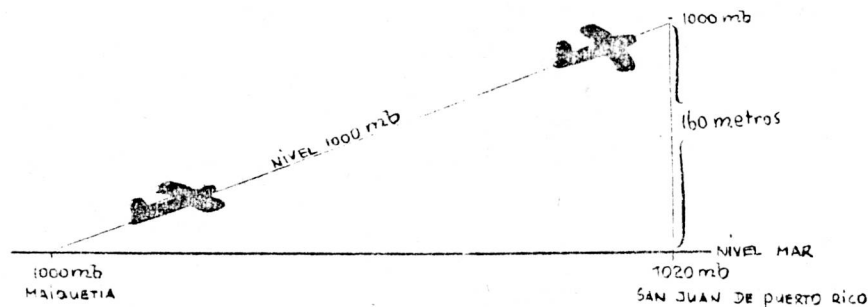
Las alturas determinadas por el altímetro son relativas y no absolutas.

Encontrándose por ejemplo un avión estacionado al Nivel Mar la presión será 1013.3 mb, su altímetro indicará la altura Cero metros. Ahora cambia la presión a 1003.3 mb, y el instrumento indicará 80 metros de altura; si la presión va a aumentar a 1023.3 mb, el altímetro registrará un valor de 80 metros bajo Nivel Mar.

Es necesario, pues, que se ajuste el altímetro a la presión atmosférica actual existente al Nivel Mar, por medio del tornillo de ajuste.

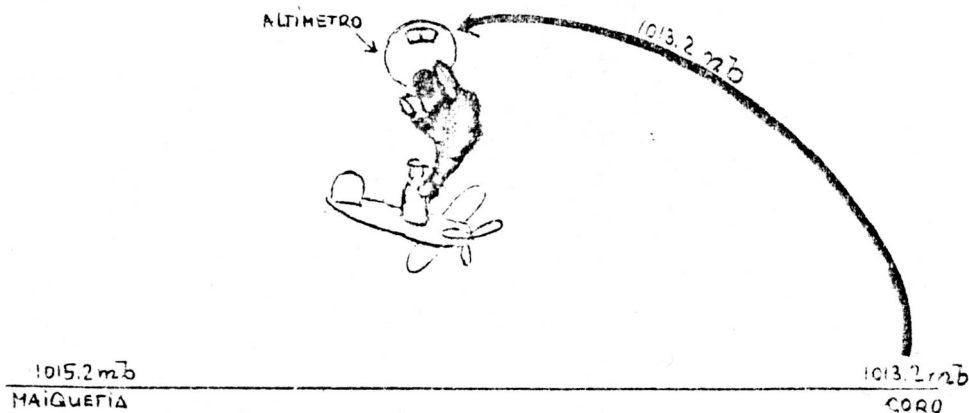


IMAGINEMOS un aeroplano que despegue en Maiquetía y teniendo su altímetro correctamente ajustado a la presión actual al Nivel Mar en este lugar que sea de 1000 mb. Si este avión se dirige ahora a San Juan de Puerto Rico y si suponemos que allá la presión reducida al Nivel Mar sea 1020 mb, el altímetro indicaría a la llegada unos 160 metros de menos.



Por consecuencia el ajuste de los altímetros en pleno vuelo es indispensablemente necesario para obtener alturas verdaderas sobre Nivel Mar.

El ajuste puede hacerse en pleno vuelo, pidiendo el piloto por radio continuamente la presión atmosférica de los lugares de destino.



40. ATMOSFERA - "STANDARD"; CINA - ATMOSFERA.

Siendo necesario establecer comparaciones de orden científico y de correlación entre las distintas aplicaciones prácticas, y de orden meteorológico, especialmente entre aquellas determinaciones de alturas realizadas sobre la base de la presión atmosférica, se ha establecido una atmósfera hipotética mejor dicho, un valor "patrón" o uniforme, para cada uno de los elementos meteorológicos (presión, temperatura, humedad, gravedad), en las dis

Composición de la atmósfera "STANDARD" (1).

	Altura en metros	Temperatura en grados centígrados	Densidad kg. por m ³ D	Peso específico γ	Presión en mm. de mercurio. P
TROPOSFERA	0	15°	D ₀ = 1,2250	1	p ₀ = 760
	500	11,75	D = 1,1660	0,9526	p = 715,9
	1000	8,50	1,1110	0,9074	674,1
	1500	5,25	1,0580	0,8637	634,2
	2000	2,00	1,0060	0,8215	596,2
	2500	- 1,25	0,9567	0,7810	560,1
	3000	- 4,50	0,9089	0,7420	525,8
	3500	- 7,75	0,8630	0,7040	493,2
	4000	- 11,00	0,8189	0,6685	462,3
	4500	- 14,25	0,7766	0,6339	432,9
	5000	- 17,50	0,7359	0,6002	405,1
	5500	- 20,75	0,6953	0,5675	378,7
	6000	- 24,00	0,6595	0,5383	353,7
	6500	- 27,25	0,6236	0,5090	330,2
	7000	- 30,50	0,5889	0,4810	307,9
	7500	- 33,75	0,5563	0,4541	286,7
	8000	- 37,00	0,5249	0,4285	266,8
	8500	- 40,25	0,4948	0,4039	248,2
	9000	- 43,50	0,4660	0,3804	230,4
	9500	- 46,75	0,4386	0,3580	213,8
10000	- 50,00	0,4124	0,3366	198,2	
10500	- 53,25	0,3874	0,3163	183,4	
11000	- 56,50	0,3636	0,2968	169,6	
ESTRATOSFERA	11500	- 56,50	0,3360	0,2743	156,8
	12000	- 56,50	0,3106	0,2535	144,9
	12500	- 56,50	0,2870	0,2343	133,9
	13000	- 56,50	0,2652	0,2165	123,7
	13500	- 56,50	0,2451	0,2001	114,4
	14000	- 56,50	0,2265	0,1849	105,7
	14500	- 56,50	0,2099	0,1708	97,7
	15000	- 56,50	0,1935	0,1579	90,3
	15500	- 56,50	0,1787	0,1460	83,4
	16000	- 56,50	0,1652	0,1348	77,1
	16500	- 56,50	0,1528	0,1246	71,3
	17000	- 56,50	0,1412	0,1151	65,9
	17500	- 56,50	0,1305	0,1065	60,9
	18000	- 56,50	0,1204	0,0984	56,2
	18500	- 56,50	0,1114	0,0909	52,0
	19000	- 56,50	0,1029	0,0840	48,0
	19500	- 56,50	0,0951	0,0776	44,4
20000	- 56,50	0,0879	0,0718	41,0	

(1) Adaptada por la C. I. N. A. (Comisión Internacional de Navegación Aérea).

tintas alturas a que ellos corresponden, considerando, naturalmente, que sus variaciones, a medida que se elevan en la atmósfera, son proporcionales y graduadas.

La Comisión Internacional de Navegación Aérea reunida en París en 1924 adoptó un valor internacional para la temperatura y densidad de la atmósfera, a distintas alturas, con el fin de que sirviera de base para la graduación de altímetros.

Fue necesario fijar, ante todo, el valor de las constantes físicas que intervienen en la deducción de las fórmulas correspondientes. Para todos estos valores se considera:

- 1) Que el aire sea seco, con igual composición química en toda su altura y la aceleración de la gravedad uniforme sea de $980.62 \left[\frac{\text{cm}}{\text{seg}^2} \right]$
- 2) Que la temperatura al Nivel Mar sea de 15 C° , y la presión atmosférica, reducida a 0 C° sea de $760 \text{ mm Hg} = 1013.2 \text{ mb}$.
- 3) Que, para cada altura medida sobre Nivel Mar y entre 0 a 11000 metros, el gradiente de variación de temperatura sea:

$$\Delta t_z = 15 - 0.0065 \cdot z$$

- 4) Que para todas las alturas sobre 11000 metros, la temperatura será constante con un valor de -65 C° .
- 5) La presión atmosférica p en cada altura sobre Nivel Mar y entre 0 hasta 11000 metros, se calcula por medio de la siguiente ecuación:

$$p_z = p_0 \left(\frac{288 - 0.0065 z}{288} \right)^{5.256}$$

41. OSCILACION DE LA PRESION ATMOSFERICA.

La presión tiene sus oscilaciones en forma continuada, nunca se mantiene en un mismo valor, lo cual significa que el peso o la presión del aire - que actúa sobre nosotros varía continuamente.

a) Variaciones diarias.

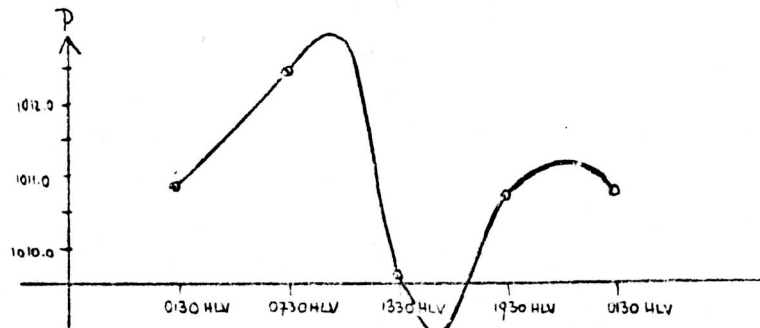
En Venezuela (en países tropicales) la presión aumenta desde la madrugada hasta las 10 horas, luego decrece hasta las 16 horas, siguiendo comúnmente en ligero aumento hasta las 22 horas, para bajar, a partir de entonces, hasta la madrugada. Es decir, que hay dos máximas a las 10 y 22 horas (esta última menor) y dos mínimas, a las 4 y a las 1600 horas (la última muy marcante).

La diferencia entre la máxima de mañana (10 horas) y la mínima de la tarde (16 horas) se llama oscilación diaria de la presión.

Esta oscilación diaria está menos marcada a medida que se acerca a las latitudes medias, donde casi desaparece, observándose, a veces, períodos de varios días, durante los cuales no ocurre en forma regular.

En las regiones polares, las máximas y mínimas no ocurren a la misma hora local, sino a la misma hora de Greenwich.

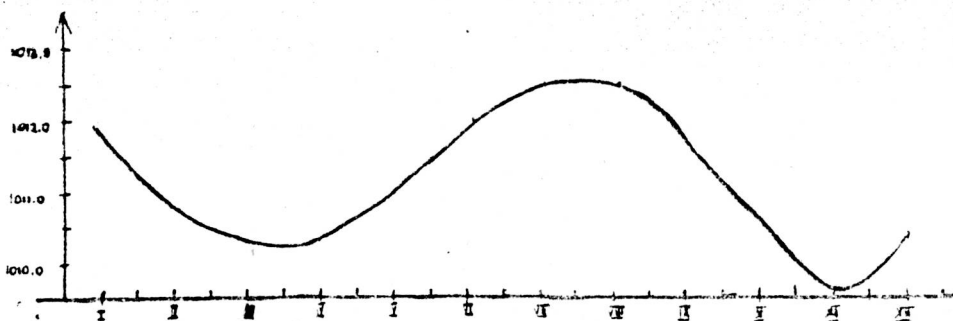
Variación diaria de la presión en Maracay



b) Variación anual.

En Venezuela, la presión disminuye a partir de Febrero para alcanzar - en marzo-abril un mínimo. Luego aumenta de nuevo hasta los meses de junio-julio, en los cuales se observa la máxima mayor. A partir del mes de septiembre disminuye otra vez, para alcanzar el mes de noviembre la mínima del año, y para aumentar después hasta el mes de enero, donde se observa otra máxima secundaria.

Variación anual de la presión en Maracay



En latitudes medias, la presión es comúnmente más alta en invierno que en verano, pero se producen grandes oscilaciones anormales.

42. EL GRADIENTE BARICO HORIZONTAL

Se llama gradiente b́arico horizontal a la diferencia de presi3n atmosférica entre dos puntos horizontales, situados a 111 kil3metros de distancia (= 1 grado latitud = 60 millas náuticas).

Si por ejemplo la diferencia de presi3n entre estos 2 puntos es 3 mb, se expresa el gradiente b́arico en forma siguiente:

$$\text{Gradiente b́arico horizontal} = \frac{3 \text{ mb}}{111 \text{ km}}$$

Este valor es de mucha importancia para los estudios de los vientos y movimientos de las perturbaciones atmosféricas.

43. ISOBARAS.

Es necesario no olvidar que los valores de la presi3n s3lo pueden ser comparados cuando corresponden a un mismo nivel, por lo que toda observaci3n efectuada debe ser reducida al Nivel del Mar, utilizando al efecto las tablas especiales con que est3n dotadas las estaciones meteorol3gicas (situadas entre Nivel del Mar y 500 metros de altura)

Si tales valores son colocados sobre un mapa regional, continental o mundial, y luego se unen los puntos de igual presi3n, tendremos unas l3neas que indicaran un trazado de nivel y tales l3neas se llaman isobaras.

a) Mapas sin3pticos.

Diariamente se construyen, con fines de pron3stico, para regiones o continentes, mapas sin3pticos que contienen entre otros las l3neas isobaras. El conjunto de isobaras forma un cuadro de la distribuci3n actual de la presi3n atmosférica y, con una continuidad de varios mapas sin3pticos progresivos se obtiene una idea sobre el movimiento de las presiones.

Las áreas de relativamente alta presi3n, cerradas por l3neas isobaras, son llamadas Anticiclones o Altas presiones y se indica en los mapas sin3pticos con una letra A. (o H en mapas de paises de habla inglesa).

Áreas de relativamente baja presi3n, cerradas por l3neas isobaras, son Ciclones o Depresiones o Bajas Presiones, marcados en los mapas sin3pticos con una letra B. (o L en mapas de paises de habla inglesa).

Isobaras que forman un cuadro que parece una V, est3n nombradas Vaguetas (Troughs).

En el siglo XIX y hasta final de la primera guerra mundial, el pron3stico del tiempo solamente fu3 elaborado por medio de la distribuci3n de la presi3n atmosférica.

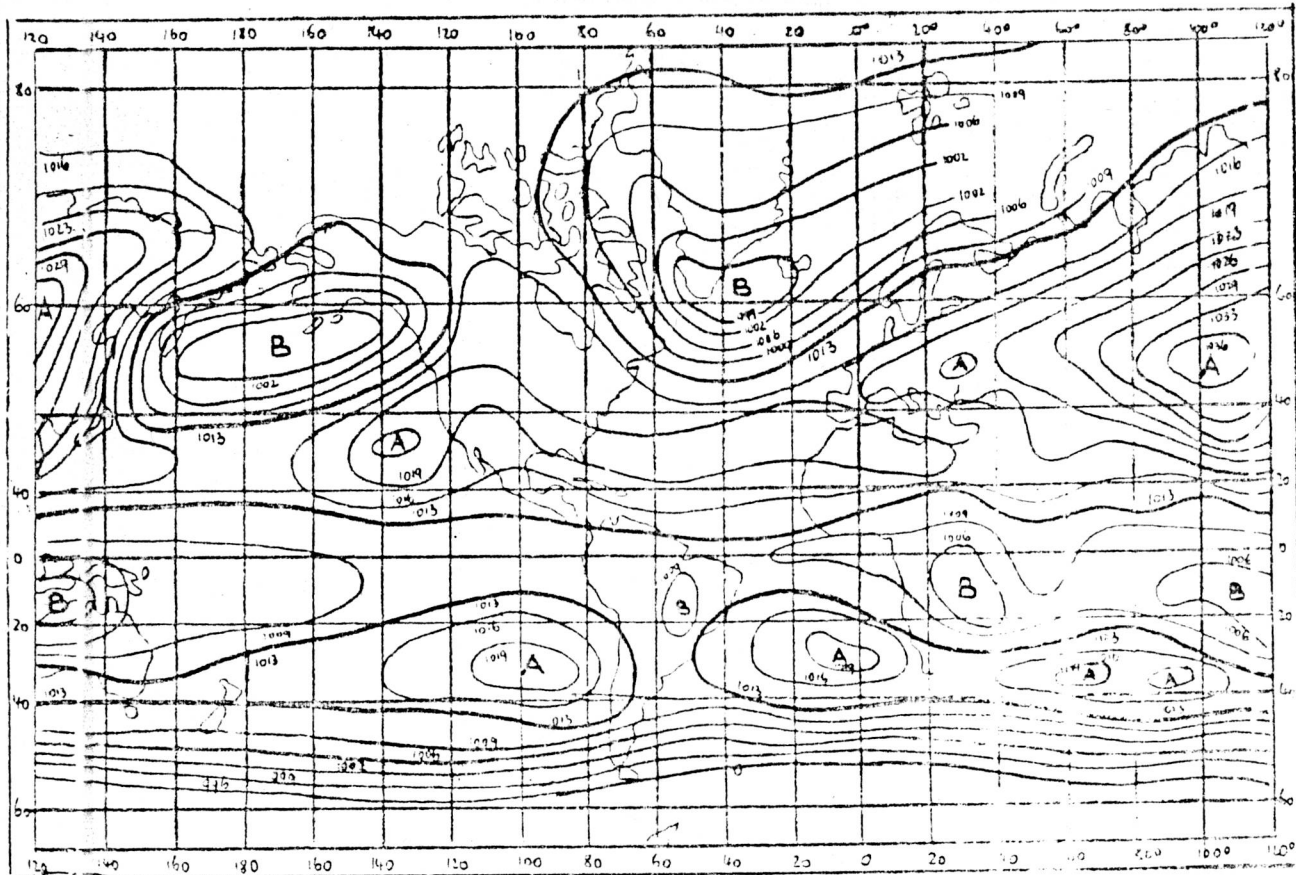
Se habl3 de pendientes, gargantas, promontorios o cuñas, sinuosidades e isobaras en l3neas, la mayor3a de estas configuraciones no se usa m3s.

b) Distribuci3n terrestre de la presi3n atmosférica.

Pueden, con los promedios diarios, mensuales y anuales de la presi3n atmosférica de todos los lugares del mundo, elaborarse mapas isobáricos con estos valores, que permiten efectuar estudios climatol3gicos y observar la distribuci3n de los centros permanentes o semipermanentes de altas y bajas presiones en el mundo, en una época o a3o.

Observando el mapa de isobaras anuales, donde est3n representados los valores medios de la presi3n, se deduce que:

Mapa sinóptico con la distribución de la presión atmosférica



- 1) Alrededor del ecuador hay una capa de relativa baja presión, que se llama Baja presión ecuatorial o hundimiento intertropical.
- 2) A ambos lados de esta faja, existen 2 zonas de altas presiones, llamadas Cinturones anticiclónicos.
- 3) A partir de los Cinturones anticiclónicos, a 35° N y 30° S, la presión disminuye hacia 80°, aunque más regularmente en el hemisferio Sur que en el Norte. Estas son las zonas de Bajas presiones de las zonas templadas.
- 4) Los polos Norte y Sur significan 2 zonas de altas presiones polares, aunque de menor amplitud que las de los Cinturones anticiclónicos.

La distribución se comprenderá mejor al tratar el proceso de la circulación general de la atmósfera (Vea aparte 59).

44. TENDENCIA BAROMETRICA.

Observando la presión atmosférica del momento y la que ocurrió 3, 12 o 24 horas antes, tenemos el concepto del grado de alteración dinámica al establecer si sube o baja, en forma lenta o rápida, continua o regular, o si está estacionaria. A esta variación se le llama tendencia, que es positiva si sube la presión y negativa si baja.

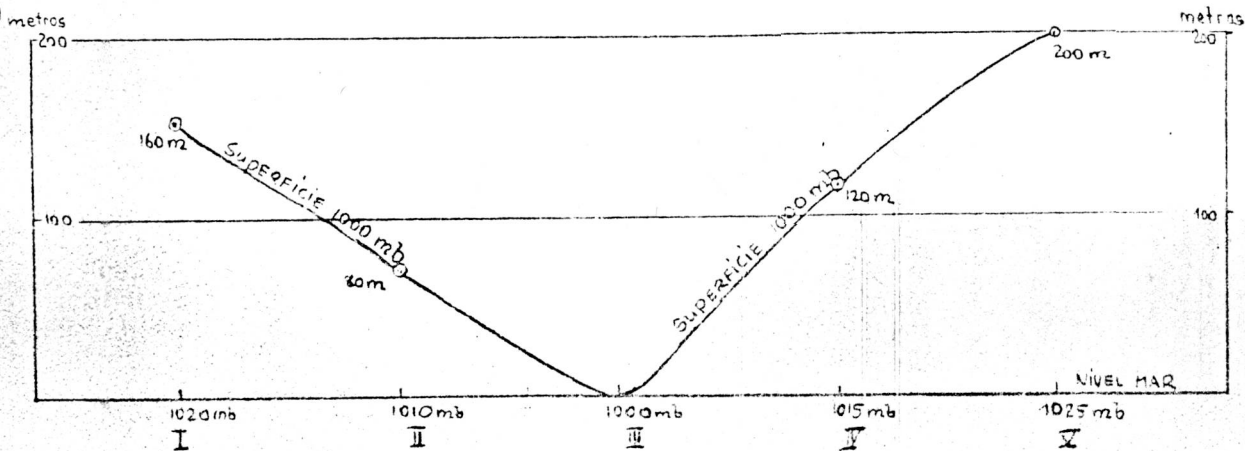
Si en una mapa se van colocando los valores de las tendencias, y se unen las de un mismo valor positivo o negativo, tenemos una serie de líneas, de poca o gran curvatura, que encierran el centro de la mayor disminución (baja) o alza de presión. Estas líneas se llaman isalobaras (baja en color rojo, alza en color azul, isalobara 0 en color violeta).

Generalmente, en la meteorología se usan isalobaras de 3 horas (en zonas templadas) e isalobaras de 24 horas, llamado el mapa de isalobaras "cambio de presión en 24 horas" y que es de suma importancia en zonas tropicales para la elaboración de pronósticos.

45. SUPERFICIE ISOBARICA. TOPOGRAFIA ABSOLUTA.

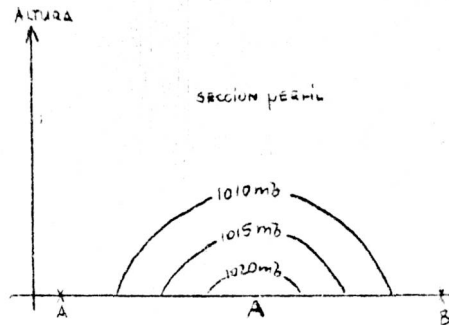
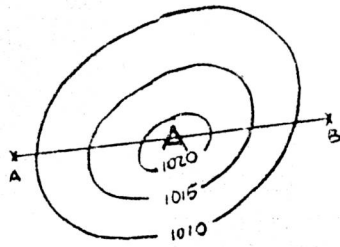
a) Superficie isobárica.

Calculando la altura de cierta presión atmosférica sobre Nivel del Mar con los valores dados de la presión al Nivel Mar en algunos lugares, podemos anotar que, cuando mayor presión al Nivel Mar, mayor altura ^{tiene} tiene cierta presión, y cuando menor presión al Nivel Mar, menor altura sobre éste tiene cierta presión.

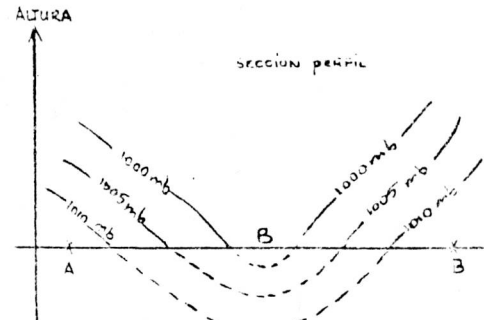
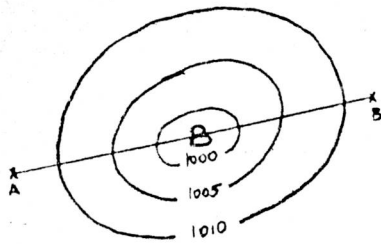


Las líneas que unen todos los puntos de igual presión son superficies de nivel o superficies de igual presión atmosférica.

Las superficies de nivel en un área de Alta presión se presentan así:



Las superficies de nivel en un área de Baja presión se presentan del modo siguiente:



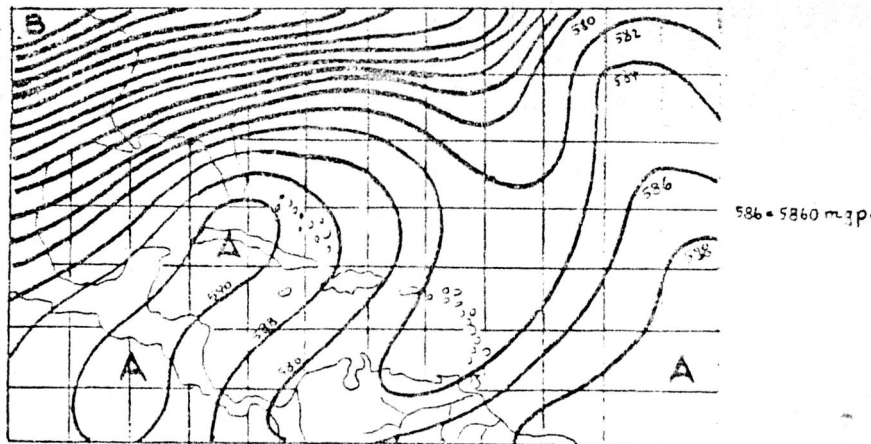
El corte de las superficies con el Nivel Mar, determinan las líneas isobáricas.

b) Topografías absolutas.

Si en un mapa se van colocando los valores de alturas en metros de cierta presión atmosférica en altura en diferentes lugares y se unen las de un mismo valor de altura, tendremos una serie de líneas concéntricas, de poca o gran curvatura, que encierran los centros de la más alta o más baja altura de cierta presión. Dichas líneas constituyen las topografías absolutas de cierta presión atmosférica y son líneas similares a las usadas en mapas topográficos para indicar una misma altura en metros sobre Nivel Mar.

En la meteorología se usa las topografías absolutas de las presiones - 850 mb, 700 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb, y 200 mb.

Topografía absoluta de 500 mb.

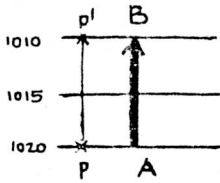


Las topografías absolutas son de mucha importancia para los pronósticos del tiempo, y durante los meses de "verano" (diciembre - abril) en -

Venezuela, los pronósticos están en su mayor parte basados en dichos mapas.

46. DEFINICION DEL VIENTO.

a) El viento como resultante del gradiente b6rico horizontal.



Consideramos algunas líneas isobaras paralelas al Nivel - Mar y tomamos 2 puntos p y p' que tienen una distancia de 111 km (1 grado latitud). Entonces el gradiente b6rico horizontal es definido como la diferencia de presi3n entre p y p', en este caso ser6: $\frac{10 \text{ mb.}}{111 \text{ km.}}$

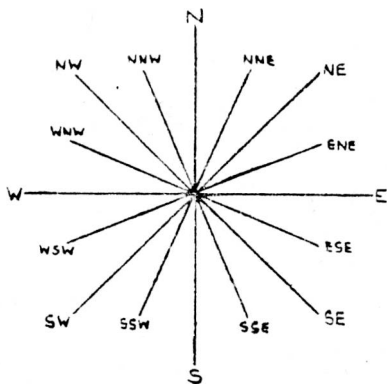
Podemos, pues, decir que el gradiente b6rico es la fuerza debida a la diferencia de presi3n atmosf6rica, perpendicular a la isobara y dirigida desde la mayor presi3n a la menor. A causa de esta fuerza, las part6culas del aire en p empiezan a moverse hacia p', lo que introduce un flujo de la masa de aire de la mayor presi3n (A) hacia la menor (B). A este movimiento de aire dedicamos nosotros la palabra Viento. Podemos ya decir, que cuando mayor es el gradiente b6rico horizontal (mayor diferencia de presi3n), m6s r6pido es el movimiento del aire, y con menor gradiente b6rico horizontal (menor diferencia de presi3n), m6s lento es este movimiento. Necesitamos saber entonces la velocidad del viento. Seg6n la situaci3n geogr6fica de altas y bajas presi3nes y a causa de que el gradiente b6rico est6 dirigido a la baja presi3n, se entiende que necesitamos conocer tambi6n, de qu6 direcci3n sopla el viento.

Para los ordinarios prop3sitos de meteorolog6a sin6ptica y climatol3gica, una observaci3n del viento, significa establecer la direcci3n de donde sopla el viento, y su velocidad, en la superficie de la Tierra y en la altura.

b) La direcci3n del viento.

Se fija la direcci3n del viento, indicando el punto de procedencia. As6, por ejemplo, si el viento sopla desde Norte, se dice "viento Norte". El viento en la superficie no es constante, sino fluctuante. La direcci3n oscila, de ordinario, alrededor de una direcci3n media, que no puede ser determinada con gran exactitud.

Para la determinaci3n de las direcciones se han adoptado en la climatolog6a 16 posiciones (Rosa de vientos) que corresponden a los cuatro puntos cardinales (N,S,E,W) y a sus intermedios. Tales posiciones, son las siguientes:



- | | |
|--------------------|------------------------|
| N = Norte | SSW = Sur - Suroeste |
| NNE = Nor-Noreste | SW = Sur-Oeste |
| NE = Nor-este | WSW = Oeste - Suroeste |
| ENE = Este-Noreste | W = Oeste |
| E = Este | WNW = Oeste-Noroeste |
| ESE = Este-Sureste | NW = Noroeste |
| SE = Sureste | NNW = Nor-Noroeste |
| SSE = Sur-Sureste | |
| S = Sur | |

(Por convenci3n internacional, la letra W, representa Oeste)

En la meteorología sinóptica y para asuntos de aeronáutica, se puede - determinar las direcciones en 360 grados de la brújula, o sea el viento Norte es igual a 360 grados, viento Sur es igual a 180 grados. Para la codificación en los códigos meteorológicos, se elimina el último número de los grados y se codifica por ejemplo:

Viento Norte	=	360 grados	=	36 codificado
Viento Sur	=	180 grados	=	18 codificado
Viento Este	=	090 grados	=	09 codificado

c) La velocidad del viento.

El valor de la velocidad o fuerza del viento, tiene mucha importancia. Para su determinación, el Almirante Beaufort, en 1805, ha implantado - un sistema, que puede aplicarse, observando el efecto del viento sobre determinados elementos en tierra y sobre las olas en el mar.

En las observaciones de la fuerza del viento en el mar, la apreciación dará resultados satisfactorios, si se cuidan los siguientes detalles:

- 1) No hay que tomar en cuenta el aspecto que presenta el oleaje, debido a la influencia del viento lejos del lugar de observación como tampoco el provocado por el mar de fondo, los témpanos, las rocas u otras causas ajenas al viento.
- 2) Se debe tener en cuenta que, en caso de un rápido aumento de la fuerza del viento, el aspecto del mar tiende a indicar una fuerza menor que la verdadera y viceversa.

2) Unidades de velocidad

Midiendo el camino que el aire recorre en la unidad de tiempo, y generalmente, se evalúa en los metros que recorre por segundo, se obtiene la velocidad en

$$I \quad \boxed{\text{metros por segundo} = \frac{m}{\text{seg}}}$$

Así, una velocidad de 4 metros, significa que el aire se desplaza - con una velocidad media de 4 metros por segundo.

La fórmula que puede aplicarse para convertir la escala Beaufort en m/seg, (para vientos hasta de 5 m/seg.), es la siguiente:

$$\boxed{2 \times (\text{escala Beaufort}) - 1 = m/\text{seg.}}$$

Suele emplearse, también, la anotación de

$$II \quad \boxed{\text{Kilómetros por hora} = \text{kmh}}$$

que es el recorrido del viento en una hora, para efectuar la conversión - de m. en Kmh, se multiplican los metros por 3.6 seg.

Ejemplo: 5 m/seg = 5 x 3.6 = 18.0 kmh.

ff. VELOCIDAD DEL VIENTO EN NUDOS ENTEROS

Relación entre escala Beaufort y nudos

Escala Beaufort	Términos vulgares	Definición de los vientos según observaciones hechas en tierra.	Límites de velocidad, 10 metros sobre el terreno llano.	Clave Nudos
0	Calma	El humo sube vertical	0-0.2 m/seg. 0-1 kmh.	00
1	Ventolina	Se señala la dirección del viento solamente por la del humo, pero no por veletas	0.3-1.5 m/seg. 1 - 5 kmh	02
2	Flojito-brisa débil	El viento se siente en la cara, se mueven hojitas de árboles, veletas y banderolas se mueven.	1.6-3.3 m/seg. 6 - 11 kmh	05
3	Flojo, brisa débil	Hojas y ramas pequeñas de árboles se agitan constantemente, banderolas se extienden.	3.4-5.4 m/seg. 12 - 19 kmh	09
4	Bonancible, brisa moderada.	Se levantan polvo y papel. Se agitan ramas grandes de árboles	5.5-7.9 m/seg. 20 - 28 kmh.	13
5	Fresquito, brisa algo fuerte.	Se mueven árboles pequeños. Se forman olas en los estanques pequeños	8.0-10.7 m/seg. 29-38 kmh	18
6	Fresco, brisa fuerte	Se mueven ramas grandes de árboles. Silban los hilos de teléfonos. Se utilizan con dificultad los paraguas.	10.8-13.8 m/seg. 39 - 49	24
7	Frescachón, brisa fuerte.	Todos los árboles se mueven. Se siente dificultad al andar contra el viento.	13.9-17.1 m/seg. 50 - 61 kmh	30
8	Duro	Se rompen ramas delgadas de los árboles, generalmente no se puede andar.	17.2-20.7 m/seg 62 - 74 kmh	37
9	Muy duro	Ocurren desperfectos en edificios; derriban chimeneas y levantan tejas.	20.8-24.4 m/seg 75 - 88 kmh.	44
10	Temporal	Arrancan árboles, ocasionan daños de consideración en edificios.	24.5-28.4 m/seg. 89 - 102 kmh	52
11	Borrasca	Ocasiona destrozos en todas partes. Se observa muy raras veces en tierra.	28.5-32.6 m/seg 103 - 117 kmh	60
12	Huracán	No hay experiencia	32.7-36.9 m/seg 116 - 133	68
13	-----	-----	37.0-41.4 m/seg 134 - 149	76
14	-----	-----	41.5-46.1 m/seg 150 - 166 kmh	85
15	-----	-----	46.2-50.9 m/seg 167 - 183 kmh	94
16	-----	-----	51.0-56.0 m/seg. 184 - 201	04*
17	-----	-----	56.1 -- m/seg.	14*

Pero más rápido resulta multiplicar por 4 la velocidad en metros por segundo y restarle al producto, el 10 por ciento del mismo:

$$\underline{m/seg = (m/seg) \times 4 - (10 \% \text{ del producto}) = Km/h.}$$

Ejemplo:

$$\begin{aligned} 5 \text{ m/seg} &= (5 \times 4) - (10 \% \text{ del producto}) = \\ &= 20 - 2 = 18 \text{ km/h.} \end{aligned}$$

Para expresar la velocidad en

III

Millas terrestres por hora = MPH

Se debe dividir los kmh entre 1.6, porque 1.6 km equivalen a una milla terrestre.

Ejemplo:

$$16 \text{ kmh} = \frac{16}{1.6} = 10 \text{ mph.}$$

En la meteorología moderna se expresa la velocidad en

IV

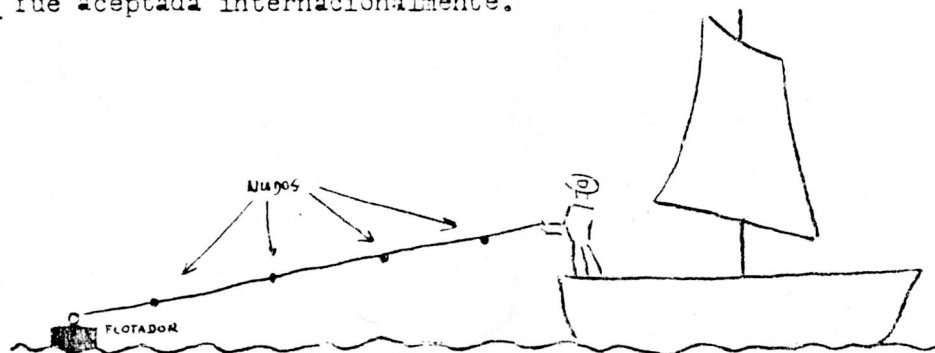
Millas Náuticas por hora = Nudos

Para este efecto, se debe dividir los kmh entre 1.8, porque 1.8 km equivalen a una milla náutica.

Ejemplo:

$$18 \text{ kmh} = \frac{18}{1.8} = 10 \text{ Nudos}$$

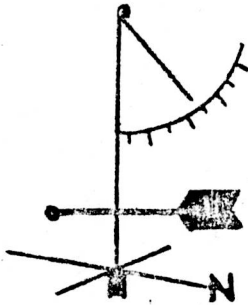
La palabra Nudos, es una expresión marina. Para medir la velocidad del barco, los marineros usaban en tiempos pasados una cuerda, que tenía puestos nudos en distancias fijas. La cuerda fué unida con un depósito flotador que se tiró al mar. Alejándose el barco en movimiento, del flotador, en el mar, los marineros contaban los nudos de la cuerda, que se alargó. La cantidad de nudos observados en un tiempo determinado comunicaban entonces al capitán del barco. Por ser más fácil de decir nudos por milla náutica, la palabra Nudos fué aceptada internacionalmente.



47. APARATOS PARA MEDIR LA DIRECCION Y VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA SUPERFICIE

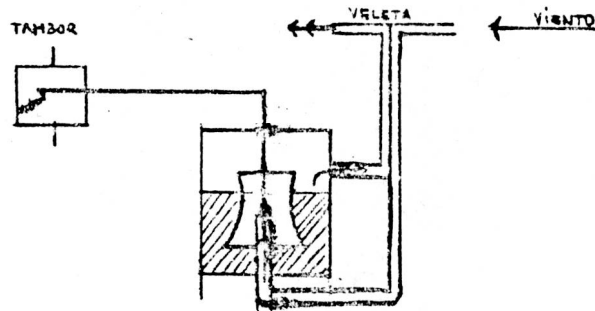
Para medir la velocidad y la dirección del viento se han construido unos aparatos llamados anemómetros, que los hay de varias clases, según el uso a que se los destina.

a) Anemómetro pendular o Veleta Wild.



Consiste en un plato suspendido, que gira sobre un eje (A), si no hay viento, el plato permanece perpendicular, pero, cuando sopla viento, hace este presión sobre él, inclinandolo un ángulo proporcional a su fuerza. Sobre un sector, graduado en escala Beaufort, se puede entonces leer el valor correspondiente. La veleta siempre se dirige hacia el viento, pudiéndose apreciar con la rosa de vientos montada, la dirección del mismo.

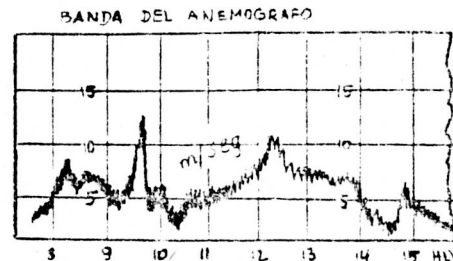
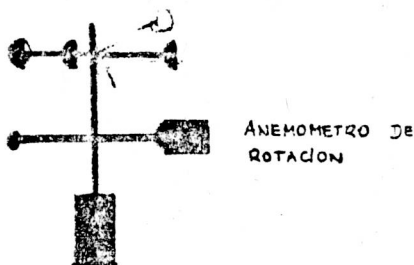
b) Anemógrafo. En este aparato se utiliza los efectos de compresión y de aspiración (presión dinámica y estática) que produce el viento sobre los tubos superpuestos internamente, de forma apropiada, cuyos extremos superiores están expuestos al viento por medio de la veleta.



El aire penetra en el tubo central, siguiendo por una cañería que termina en el interior de un flotador y, según sea la fuerza del mismo, lo levanta más o menos de su posición del nivel. El flotador está unido a un eje con una aguja, cuyo extremo traza sobre un tambor el desplazamiento sufrido por aquel, lo que nos da gráficamente la intensidad del viento.

Un eje, al que va unida la veleta, da también indicaciones sobre el tambor, de la dirección en que sopla el viento.

Como puede verse, este aparato da la velocidad instantánea del viento y registra las ráfagas.



c) Anemómetros de rotación.

Por la acción del viento, un molinete de 3 cazoletas, gira y sus rotaciones son transmitidas por medio de un eje a un tambor graduado y sobre él, un índice va indicando los metros que corre el viento.

Hay anemómetros de este tipo, accionados por electricidad. En cuanto a la

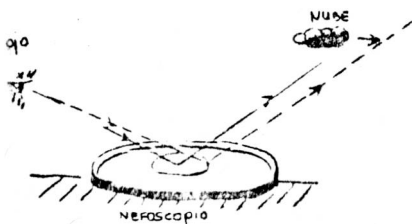
veleta, en este tipo de anemómetro, puede estar junto o separado de las cazoletas.

Para más detalles vea folleto III "Instrumentos meteorológicos" y Folleto II "La observación meteorológica".

3. APARATOS PARA MEDIR LA DIRECCION Y VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA ALTURA.

a) Determinación por medio de las nubes y el nefoscopio (espejo de nubes)

Este aparato está constituido por un vidrio negro, formando un espejo que refleja la imagen de la nube. Tiene forma de placa circular y está dividido en grados y convenientemente orientado. Al comienzo de la observación debe hacerse que la imagen de un punto notable se forme en el centro del nefoscopio, y sin mover la posición de observación (ojo) se sigue la marcha de la imagen anotando la división del círculo por donde sale del espejo. Así se obtiene la dirección de la nube, que también es la del viento.

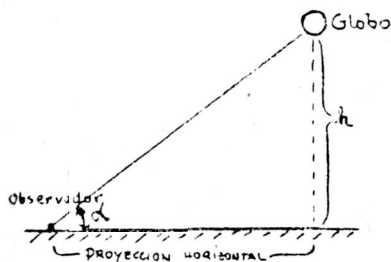


La velocidad relativa se encuentra, anotando el tiempo empleado por la imagen para recorrer el radio del nefoscopio.

Vea folleto III "Instrumentos meteorológicos".

b) Determinación por medio de globos pilotos.

Estos son globos pilotos, llenados con hidrógeno, con una fuerza ascensional, cuyo recorrido al lanzarlos se va siguiendo en el espacio por medio de un teodolito. La proyección horizontal del camino recorrido por cada minuto, nos da la velocidad y dirección del viento. Vea folleto II "La observación meteorológica".



El más moderno equipo para determinar los vientos en la altura es el RADAR.

49. VARIACION DIARIA DEL VIENTO.

a) Dirección

Es muy difícil poder determinar este valor, pues depende de la situación geográfica, de la altura de la estación y de su ubicación con respecto al océano o de las cadenas de las montañas.

Generalmente se puede decir, que el viento ~~aria~~ varía con el movimiento del sol.

b) Velocidad.

También es difícil estudiar este valor. En condiciones normales del tiempo, la velocidad del viento es algo proporcional al aumento de temperatura, pero es influenciado por efectos locales.

El conocimiento de la variación diurna es de mucha importancia para los navegantes especialmente para aquellos que recorren zonas próximas a la costa.

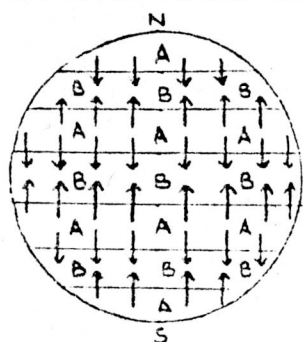
50. VARIACION ANUAL DEL VIENTO.

Esta variación depende de la distribución de la presión y de la temperatura sobre la superficie del globo. Por lo común, el valor medio de la

velocidad, durante los meses de "verano" (Diciembre-Abril), es mayor que el de "invierno" (Mayo-Noviembre) en Venezuela.

51. LA FUERZA CORIOLIS.

a) La distribución de los vientos en la superficie de la Tierra, cuando la tierra está sin rotación propia.



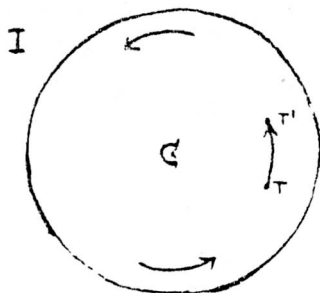
Considerando la distribución general de la presión atmosférica en la tierra y calculando el gradiente bórico horizontal, se llega a la conclusión, que hay 6 zonas de vientos permanentes en la Tierra,

3 zonas en el hemisferio Norte y 3 en el hemisferio Sur.

En el hemisferio Norte soplará el viento Norte desde el cinturón anticiclónico hacia el Ecuador, y de este mismo cinturón anticiclónico sopla el viento Sur hacia la baja presión de las zonas templadas. Otro flujo de aire habido de la capa polar hacia la baja presión de las zonas templadas. Análoga es la distribución en el hemisferio Sur,

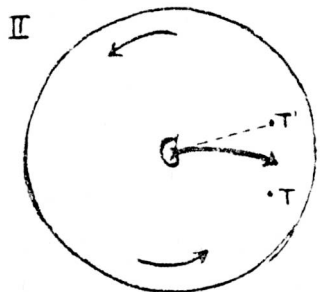
Hay que hacer hincapié, que esta distribución de los vientos la hay, si la tierra no estuviera en rotación propia.

b) La fuerza desviadora de la rotación de la Tierra.
demostración.



Si observamos un disco, que gira en el sentido indicado por las flechas, alrededor del centro C y nos imaginamos ahora que desde dicho punto C sea disparado un proyectil en dirección a un blanco T en el disco. Pero mientras tanto el proyectil se va trasladando se hacia el blanco T, este movimiento por la rotación con el disco, se traduce en T'

Un observador ubicado sobre el disco mismo, tendrá la impresión de que el proyectil se desvía hacia la derecha respecto a la dirección al blanco T. El observador observa el movimiento relativo. La trayectoria del proyectil, vista desde el disco en rotación, aparece curvada, tal como se ha indicado en la figura II.

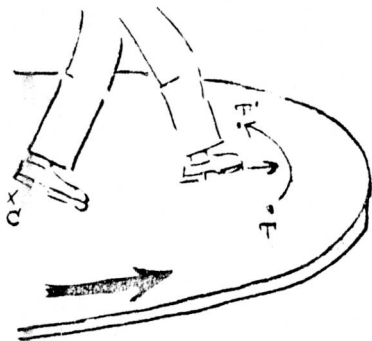


En forma análoga puede demostrarse que también se obtendría una desviación hacia la derecha, si el proyectil partiera desde la circunferencia en dirección al centro del disco. Lo mismo, por último puede apreciarse si la dirección en que se le dispara, es transversal al radio del disco.

Esta desviación hacia la derecha con respecto a la línea inicial - CT puede explicarse como originada por una fuerza imaginaria, que se llama "fuerza desviadora" o "fuerza coriolis".

Su dirección es perpendicular a la del movimiento iniciado, y hacia la derecha, siempre que el sentido de rotación sea el indicado en figura I.

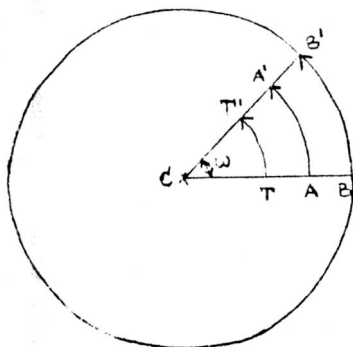
Otro ejemplo de demostración.



En el centro C de un disco en rotación se encuentra un hombre que quiere dar un paso hacia el punto T. Pero en el momento del intento, al trasladarse hacia el punto T, este mismo hizo con el disco un movimiento hacia el punto T'.

El hombre durante su paso no llega a T' sino se retrasa, o recibe una desviación hacia la derecha en relación con la nueva posición T' del punto T.

Explicación teórica.



El disco está girando con una velocidad angular w , o sea, cada punto del disco en un segundo se traslada a otro lugar y las líneas (radio vectores) de los puntos con el centro C del disco incluyen siempre el ángulo w .

Cuanto más lejos esté un punto del centro C del disco, mayor es la distancia que en un segundo debe recorrer un punto, lo que significa, que cuanto más lejos está un punto del centro C, mayor es la velocidad horizontal de rotación de un punto.

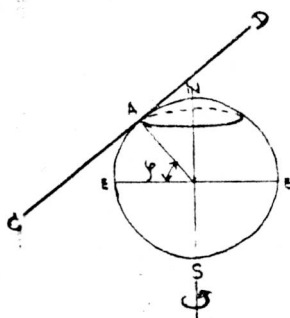
Si por ejemplo queremos dar un paso desde el punto T hacia A, llevamos la menor velocidad horizontal de rotación en el punto T hacia el punto T', en el cual la velocidad es mayor, lo que significa, que en nuestro paso de T al A nos retrasamos algo (distancia de retraso se calcula por diferencia entre mayor y menor velocidad horizontal de rotación). Visto desde el punto inicial T, significa esto una desviación hacia la derecha.

Esta fuerza imaginaria podemos concebirla como originada por una aceleración que es directamente proporcional una vez a la velocidad angular (mayor velocidad angular, \rightarrow mayor es la aceleración; menor velocidad angular, \rightarrow menor es la aceleración) y al otro lado al doble producto de la velocidad V del cuerpo que quiere desplazarse.

Fuerza de aceleración = $\omega \times 2 V$	ω = VELOCIDAD ANGULAR V = VELOCIDAD DEL CUERPO
---	--

Todas las demostraciones en la explicación teórica que se acaba de describir arriba, nos ilustran las condiciones importantes en el polo Norte, pero se observa un efecto en latitudes menores y en el hemisferio Sur.

1) Hemisferio Norte.



Suponiendo un punto ubicado en A, cuya latitud geográfica es φ
 La fuerza de aceleración en este punto no actúa en el mismo plano como en el disco de demostración (movimiento del cuerpo y rotación del disco en el mismo plano), sino actúa inclinado al plano de rotación (plano C-D) que en el punto A es tangente a la tierra o es el horizonte.

A la velocidad angular horizontal en este punto (en el plano CD) corresponde $w \cdot \sin \varphi$ o la velocidad angular es proporcional al seno de la latitud.

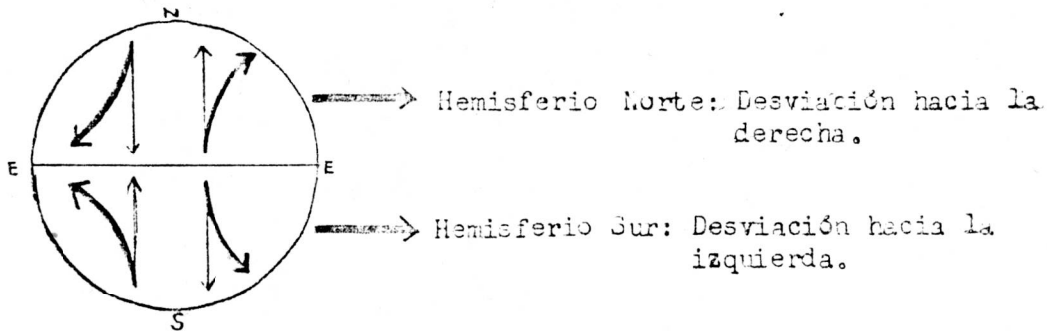
Así, la fuerza desviadora para cualquier latitud será igual a

$$2 V \cdot w \cdot \sin \varphi$$

De esta última ecuación se comprende inmediatamente, que la fuerza Coriolis tiene su valor máximo en el polo Norte, donde el $\sin \varphi = \sin 90^\circ = 1$; luego disminuye con las latitudes hasta el Ecuador por ser el $\sin \varphi = 0^\circ = 0$, anulándose. En el Ecuador, el plano horizontal o el horizonte es vertical al plano de rotación de la Tierra.

2) Hemisferio Sur.

En este hemisferio, el $\sin \varphi$ debe considerarse negativo, lo cual trae consigo que en todo el hemisferio Sur la desviación es hacia la izquierda de la dirección inicial del movimiento de un cuerpo.

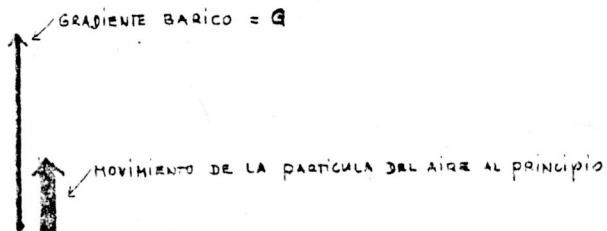


52. EL VIENTO ECSTROFICO.

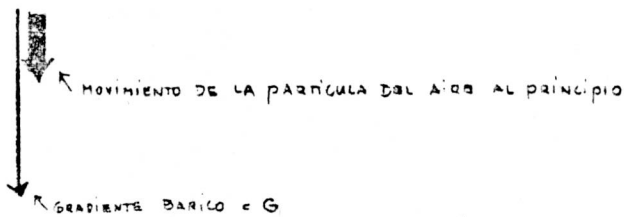
Dijimos al principio que, cuando una partícula de aire es sometida a una fuerza bórica (gradiente bórico) en sentido horizontal, empieza a moverse en la dirección del gradiente bórico.

Situación inicial.

Hemisferio Norte

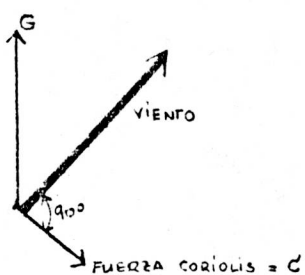


Hemisferio Sur

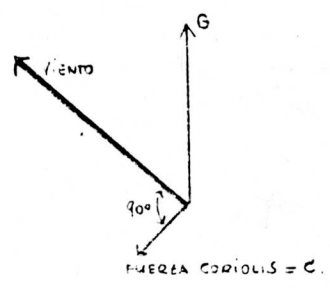


Pero en seguida actuará sobre ella la fuerza Coriolis, haciendo que se acelere en sentido perpendicular al de la dirección del gradiente. Después de un tiempo, la velocidad será la indicada por las flechas en la siguiente figura:

Hemisferio Norte



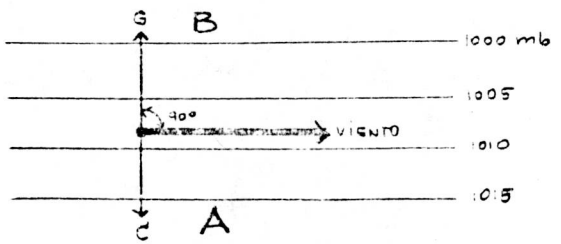
Hemisferio Sur



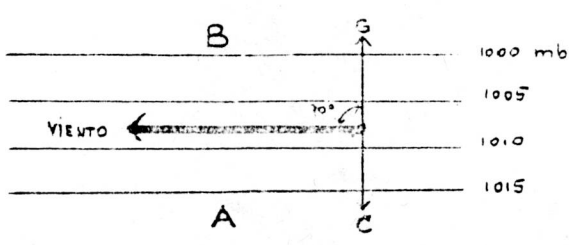
Parte del gradiente bórico queda compensada por la fuerza Coriolis, aunque existe otra parte no compensada, que cae en la dirección del viento y por consiguiente imparte una aceleración a la partícula en movimiento.

La Fuerza Coriolis hace que la dirección del viento se aparte cada vez más de la del gradiente bórico, es decir que el ángulo entre gradiente bórico y la dirección del viento cada vez es mayor, hasta que oportunamente su dirección es perpendicular a la del gradiente bórico.

Hemisferio Norte



Hemisferio Sur



El gradiente bórico, como sabemos, es perpendicular a las isobaras, lo que significa, por ser perpendicular la dirección del viento al gradiente bórico, que el viento debe soplar paralelo a las isobaras, dejando el área de baja presión a su izquierda y de la alta presión a su derecha en el hemisferio Norte, mientras en el hemisferio Sur el viento deja la región de baja presión a su derecha, y la alta presión a su izquierda.

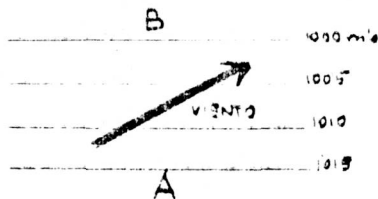
El movimiento del viento entonces es estacionario, porque está reinando equilibrio entre el gradiente bórico y la fuerza Coriolis.

El viento que así resulta soplando paralelo a las isobaras, se llama viento geostrófico. También puede decirse: Un observador que dá la espalda al viento, tiene la región de baja presión a su izquierda y la de alta presión a su derecha (en el hemisferio Norte) y viceversa (en el hemisferio Sur).

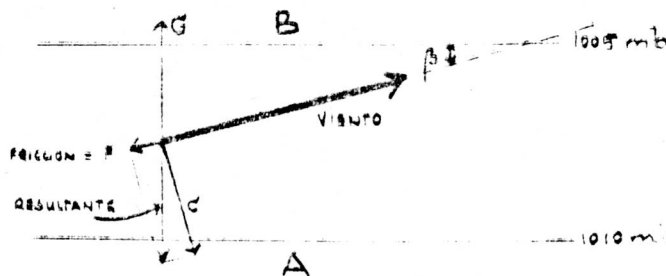
El viento observado en la altura en realidad se ajusta con bastante aproximación al viento geostrófico, conclusión que para la elaboración de topografías absolutas es de suma importancia: Se dibuja las líneas de igual altura de una superficie isobórica fija, paralelo a la dirección de los vientos observados.

53. LA INFLUENCIA DE LA FRICCION POR LA TIERRA. (VIENTO ANTI-GEOSTRÓFICO)

Los vientos observados en la superficie de la Tierra y hasta cierta altura, en realidad no siguen las consideraciones del viento geostrófico, sino tiene una tendencia de cruzar las isobaras hacia la región de baja presión. Esto nos induce a buscar una tercera fuerza a que equilibre dicha modificación del movimiento paralelo a las isobaras.



Esta otra fuerza es la fricción, no siendo difícil demostrar esta anomalía.



Observamos una vez la figura arriba. La fuerza Coriolis C siempre es perpendicular a la dirección del viento. La fricción F , que es una fuerza que quiere frenar la velocidad del viento, es entonces opuesta a la dirección del viento. Ahora bien, para que el movimiento sea estacionario, las fuerzas deben equilibrarse a la resultante R , que resulta de las 2 fuerzas de fricción F y fuerza Coriolis C . El ángulo β que forma el viento con las isobaras, es en condiciones normales de unos 25° a 30° . Si aumenta la fricción, también este ángulo es mayor. Por esta razón es mayor sobre la tie-

rra que sobre el mar, porque en tierra, la fricción es mayor.

A mayores alturas en la atmósfera, la influencia de la fricción disminuye, de manera que el viento con mayor altura se aproxima más y más al viento geostrófico, o mejor dicho que el ángulo β disminuye, hasta que en cierta altura esta influencia se elimina completamente y sopla después el viento geostrófico. Esta altura se llama "Altura de Fricción", y generalmente se encuentra a 1000 metros.

54. LA VARIACION DEL VIENTO CON LA ALTURA.

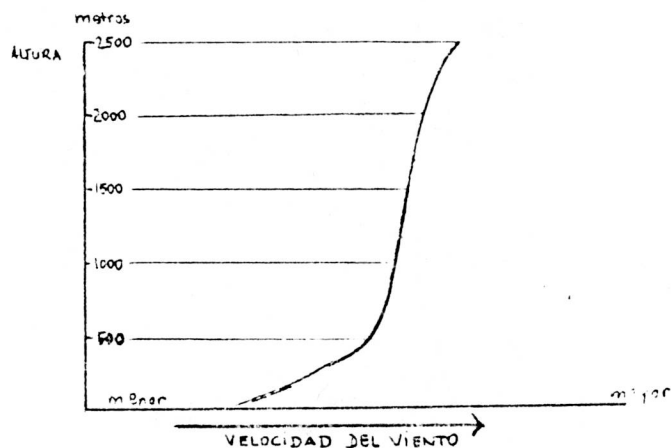
Debido a la disminución del efecto de la fricción con la altura, se registra en la atmósfera libre un aumento gradual de la velocidad del viento.

La capa entre suelo y el nivel 1000 metros, en la cual es apreciable la influencia de fricción, se llama capa de fricción.

Se observa que cerca del suelo el aumento de velocidad del viento es más pronunciado, luego se ajusta gradualmente al viento geostrófico.

Sobre la Tierra, el viento de superficie alcanza por término medio una velocidad igual al 40% del viento geostrófico, sobre mar, por menor fricción, dicho valor es de 70%.

Sabemos que, la velocidad del viento sigue aumentando, incluso más allá de la altura de fricción, hasta llegar a la tropopausa.



VARIACION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO CON LA ALTURA EN CONDICIONES NORMALES

55. LA CIRCULACION DEL VIENTO EN CICLONES Y ANTICICLONES.

Hemos considerado hasta ahora las isobaras situadas en forma paralela y rectilínea. Pero esto no sucede frecuentemente en la práctica.

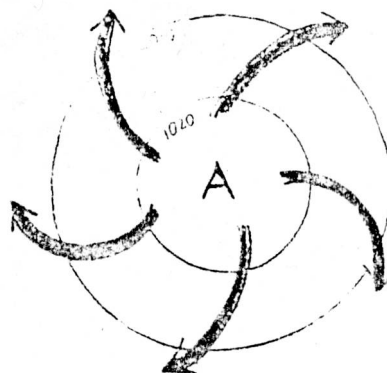
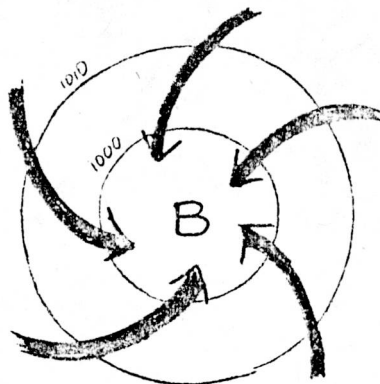
Supongamos un área de baja presión y un área de alta presión, tendremos el trazado de isobaras como líneas concéntricas (vea aparte 43) que encierran el centro de la baja o alta presión.

Los gradientes béricos estarán dirigidos hacia el interior de la baja presión, del centro hacia el exterior en la alta presión. Con las consideraciones últimas de la fuerza Coriolis y de la fuerza de Fricción, fácilmente se comprenderá, cuales serán las circulaciones del viento en Bajas y Altas Presiones, que naturalmente por la fuerza coriolis, inversa en el hemisferio Sur, cambian su sentido.

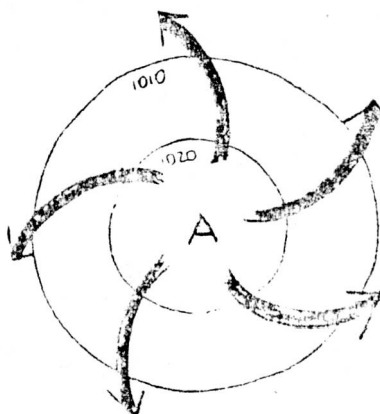
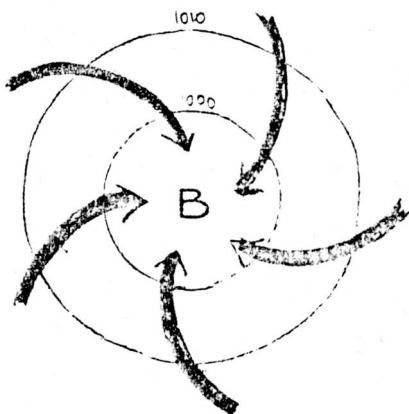
El aire confluye en espirales hacia los centros de bajas presiones y se aparta en la misma forma de los centros de altas presiones.

En los propios centros, el gradiente bérico es nulo, registrándose por

HEMISFERIO NORTE



HEMISFERIO SUR



lo tanto calma o vientos ligeros y variables.

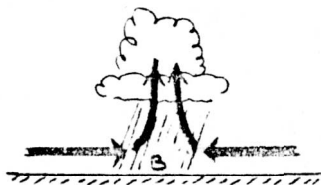
Los vientos señalados en las últimas figuras son los que soplan en el suelo y en la capa de fricción. A la altura de 1000 metros, los vientos soplan casi paralelos a las isobaras.

56. CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA DE LOS VIENTOS.

El ángulo que forma la dirección del viento con las isobaras que existen, origina a) una afluencia de aire hacia las zonas de bajas presiones y b) una evacuación de aire de las regiones anticiclónicas.

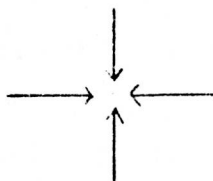
a) Convergencia

La afluencia de aire hacia las zonas de bajas presiones se llama convergencia. Ahora bien, es imposible que el aire se acumule en los centros de bajas presiones, - siendo fácil de constatar que el aire convergente debe ascender. Pero del apartado 2o d) anterior sabemos que el aire ascendente se enfria adiabáticamente, de aquí y de consideraciones de la humedad, llegamos a la conclusión que, en general, las regiones de bajas presiones - se caracterizan por un cielo nublado o cubierto y precipitaciones (mal tiempo).



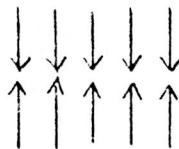
Hay varios tipos de convergencias.

1) Convergencia radial.



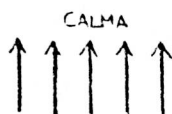
Se llama convergencia radial, cuando por todos los lados hay una afluencia de aire hacia un centro. (Bajas Presiones son convergencias radiales).

2) Convergencia bilateral.



Se llama convergencia bilateral, cuando de 2 lados opuestos hay una afluencia de aire hacia una zona. (Como ya veremos, la zona del hundimiento intertropical es una convergencia bilateral).

3) Convergencia lateral.



Se llama convergencia lateral, cuando hay afluencia de aire hacia una zona estacionaria o de calma.

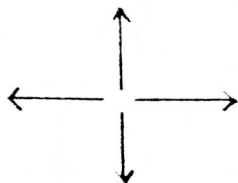
Los 3 tipos pueden ser observados en la atmósfera, bien en la superficie de la Tierra o en la atmósfera libre, los últimos se llaman después "Convergencias en la altura".

b) Divergencias.

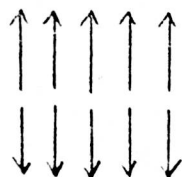
La evacuación de aire desde las zonas de altas presiones se llama divergencia. Ahora bien, es imposible que se registre en los centros de anticiclones un vacío más acentuado, sino el aire divergente será reemplazado por masas de la atmósfera libre que empiezan a descender. Pero sabemos del aparte 26 d (gradiente adiabático), que el aire que desciende, se calienta (subsistencia), de ahí que en general, en los anticiclones suele reinar buen tiempo.

Hay varios tipos de divergencias;

1) Divergencia radial. Anticiclones constituyen divergencias radiales.



2) Divergencia bilateral.



Hay evacuación del aire de una zona hacia 2 lados.

3) Divergencia lateral.

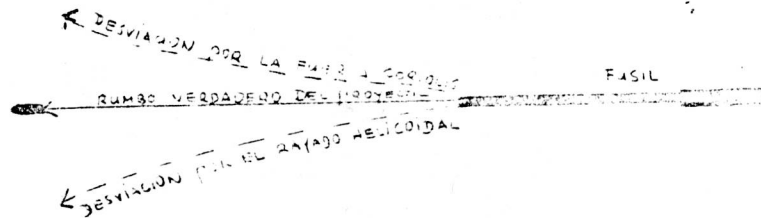
Hay evacuación del aire de una zona estacionaria hacia un lado.



57. EJEMPLOS DE APLICACION DE LA FUERZA CORIOLIS.

1) Rayado interior del cañón del fusil en forma helicoidal.

El proyectil toma un movimiento de rotación que conserva a la salida del cañón y que le dá la estabilidad necesaria en su marcha hacia el blanco, para que llegue de punta. Con el rayado helicoidal, el movimiento de rotación (sentido contra el reloj) tiende al proyectil desviarse hacia la izquierda, y esta fuerza de desviación equilibra la fuerza desviadora que está dirigida hacia la derecha (hemisferio Norte).



2) Reforzamiento del riel derecho de las vías férreas.

Cuando en el hemisferio Norte un tren está en movimiento, naturalmente la fuerza Coriolis tiende a desviar éste hacia la derecha, lo que significa que el riel derecho de las vías férreas debe contrarrestar este efecto desviador por desgaste en tiempo menor que el riel izquierdo. Para evitar este desgaste en menos tiempo, el riel derecho se hace un poco más grueso que el de la izquierda.



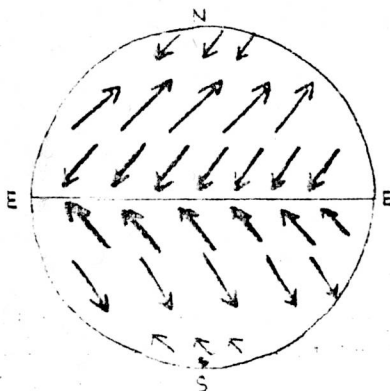
58. LA DISTRIBUCION ESPONTANEA DE LOS VIENTOS EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA CAUSA DE LA FUERZA CORIOLIS.

En aparte 51 a) hemos considerado, como será la distribución de los vientos en la superficie de la Tierra sin rotación propia de la misma.

Ahora bien, con las consideraciones de la Fuerza Coriolis, que es causada por la rotación de la Tierra, podemos calcular la distribución de los vientos en la superficie de la Tierra, desde el punto de vista de la distribución de las presiones atmosféricas.

Por la Fuerza desviadora las 6 zonas de vientos permanentes reciben una desviación hacia la derecha e izquierda según los hemisferios.

En el hemisferio Norte los vientos del cinturón anticiclónico hacia el



hundimiento intertropical soplan de dirección - NOROESTE, llamados estos vientos por su permanencia casi constante los Alisios del Noroeste. Del mismo cinturón anticiclónico hacia la baja presión de las zonas templadas sopla el viento del SUROESTE. Dichos vientos, por varios fenómenos que ocurren en esta zona (como veremos en la meteorología sinóptica) no son constantes, sino en esta zona prevalecen solamente los vientos del SUROESTE y del NESTE, por lo que se ha llamado esta la "Zona de los vientos prevalecientes del NESTE". De la capa polar hacia la zona de bajas presiones sopla, desviado por la Fuerza Coriolis, el viento del NOROESTE, que tampoco es tan constante como el Alisio.

En el hemisferio Sur, por la desviación hacia la izquierda, soplan los vientos del cinturón anticiclónico hacia el hundimiento intertropical de dirección SURESTE, llamándose esta zona, por ser permanente los vientos, zona de los Alisios del SURESTE. Luego hay una zona con vientos prevalecientes del NOROESTE, y al fin de la capa polar SUR sopla el viento de nuevo del SURESTE.

En el eje central del hundimiento intertropical, soplan los vientos suaves y variables. Es ésta la llamada zona de las calmas ecuatoriales (Zona de Calmas). Como puede apreciarse en el croquis, convergen hacia ella los vientos de ambos hemisferios, los alisios del Nor-este y del Sureste. A consecuencia de tal régimen convergente, las corrientes del aire ascendiendo, el aire se enfría adiabáticamente, se produce la condensación y las precipitaciones. La zona de referencia se caracteriza pues, por frecuentes chaparrones, tormentas y lluvias abundantes en compañía de abundante nubosidad cumulonimbosa. Esta zona en la meteorología sinóptica se llama zona de convergencia intertropical.



Esta convergencia intertropical, por lo general, se encuentra un poco al Norte del Ecuador, su posición sufre una pequeña oscilación anual, tendiendo a desplazarse siempre hacia el hemisferio donde reina el "verano" astronómico.

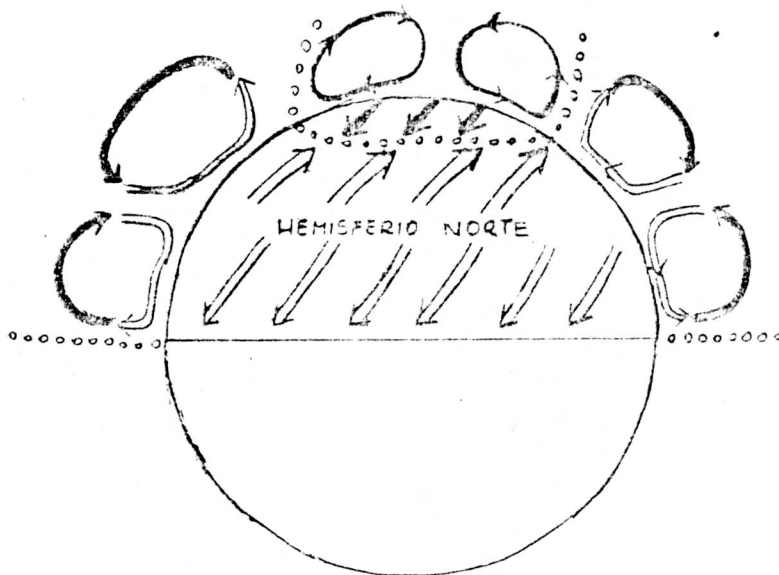
En el eje de los cinturones anticiclónicos soplan vientos suaves y variables; son estas las regiones que en el lenguaje de los navegantes suelen llamarse las latitudes de los caballos (Horse latitude, palabra usada porque los navegantes que hicieron la travesía de Europa hacia el Nuevo Mundo, fueron forzados a matar los caballos para poder alimentar la tripulación).

El mismo eje de los cinturones anticiclónicos se caracteriza por la divergencia de su régimen de circulación, por lo cual observamos en ellos co -

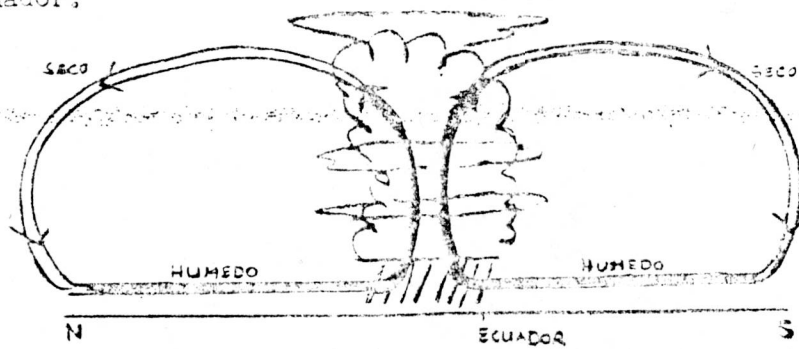
rientes de aire descendentes (subsidiencias), escasa humedad relativa, un cielo casi despejado, y falta de lluvias. La mayoría de los desiertos (Sahara, etc.) están ubicados en dicha región.

59. CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA.

Tratando de las corrientes ascendentes en zonas de convergencias y las subsidiencias que existen en zonas de divergencias y considerando la distribución de las zonas de altas y bajas presiones en conjunto con la distribución esquemática de los vientos, podemos ahora concluir y completar el esquema planetario de la circulación atmosférica.



Las masas de aire de ambos alisios, convergentes en la convergencia intertropical, ascienden, enfriándose adiabáticamente, perdiendo por condensación y precipitación su humedad, regresan a grandes alturas (contra-alisios) a las zonas de los cinturones anticiclónicos donde descienden (subsidiencia), calentándose adiabáticamente, para formar de nuevo los alisios, que soplan hacia el Ecuador.



Esta teoría clásica de la circulación de los alisios, actualmente sufre modificaciones, las cuales serán estudiadas en la Meteorología Sinóptica.

En la zona de los Vientos prevalecientes del OESTE, y SURCESTE, las corrientes de masas de aire reparten de los franjas anticiclónicas hacia latitudes mayores, donde convergen con las corrientes que llegan de las capas po

lares. En la zona de convergencia (llamada convergencia polar o Frente polar que también será estudiado en la Meteorología Sinóptica), asciende, enfriándose adiabáticamente y regresan a grandes alturas hacia las latitudes de - partida en los cinturones anticiclónicos, donde nuevamente descienden, calentándose adiabáticamente para formar otra vez parte de las corrientes del Oeste y Suroeste.

Otra circulación, aunque no tan acentuada, existe en las capas polares.

50. VIENTOS PERIÓDICOS ZONALES.

Los monzones

La distribución de los vientos y de la presión atmosférica esbozada, en los últimos apartes es la que se observaría en el caso de que la superficie de la Tierra fuese uniforme.

Ahora bien, las diferencias de temperatura que se establecen entre los continentes y océanos, originan una alteración considerable de tal disposición zonal, particularmente sobre el hemisferio Norte. Existen en él grandes masas continentales que dan lugar a una pronunciada variación anual de temperatura debido al calentamiento y enfriamiento en el transcurso del año.

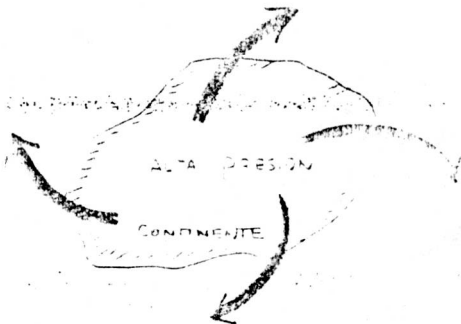
A causa de tal régimen térmico, los vientos tienden a soplar en verano (astronómico) desde el mar hacia la tierra, y en el sentido inverso durante el invierno (astronómico).

Tales vientos se llaman monzones.

La formación de los monzones puede explicarse por consiguiente del modo siguiente:

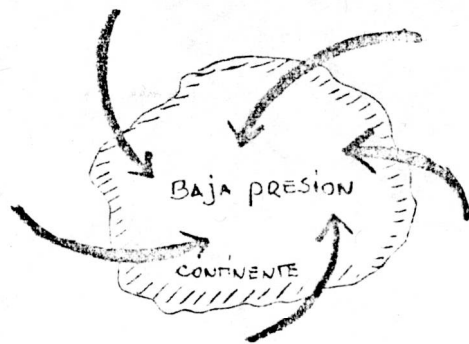
Los continentes son en invierno, a igual latitud, más fríos que los océanos; en verano sucede lo inverso. Los grandes continentes se comportan como centros fríos en invierno y centros cálidos en verano (hemisferio Norte) y los océanos como centros cálidos en invierno y centros fríos en verano.

El aire frío adquiere una mayor densidad que la del aire que rodea los océanos. Se deduce fácilmente que se registra sobre los continentes la formación de un anticiclón. Este a su vez determina una circulación según dibujo adjunto.



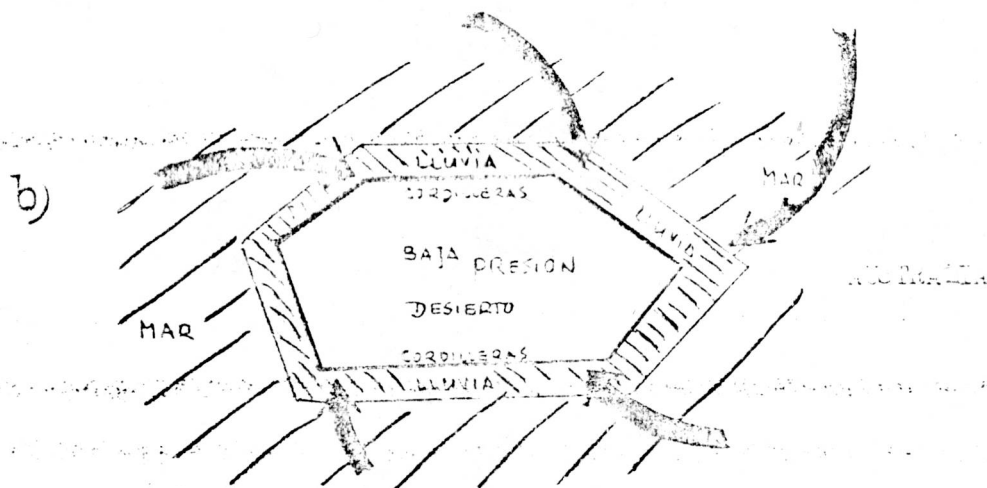
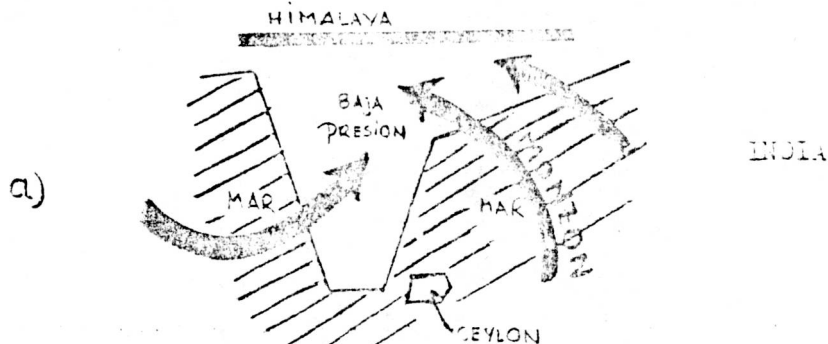
Al aproximarse el verano, este anticiclón desaparece lentamente, siendo reemplazado el aire frío por uno caliente que tiene menor densidad y se desquiebra fácilmente que se registra sobre los continentes la formación de una Baja presión, determinándose una circulación según dibujo en página siguiente:

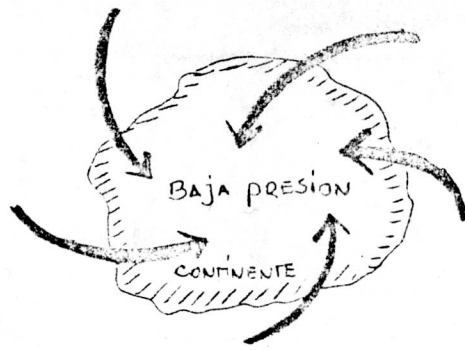
Este régimen de circulación de vientos hacia los continentes se llama monzón.



Monzones se producen en muchas zonas de la tierra. El monzón más importante, que está regulando el régimen de lluvias, es el

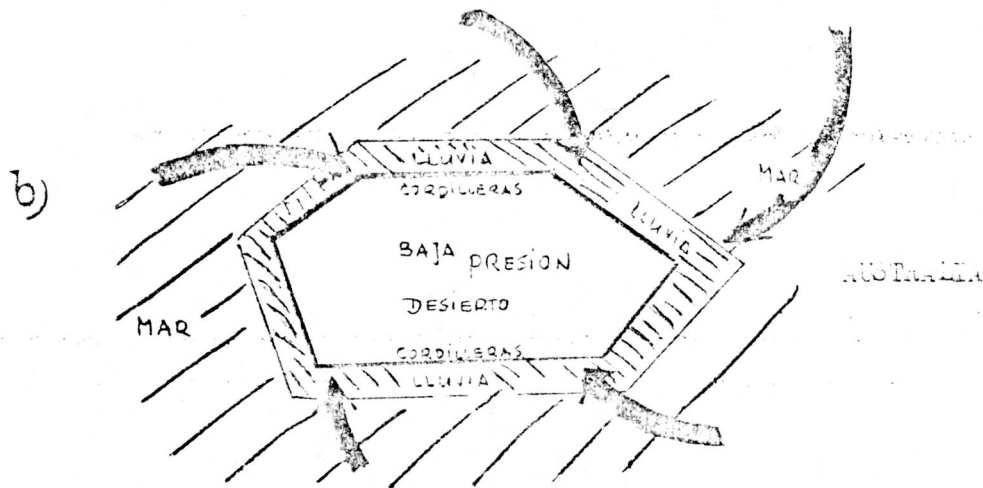
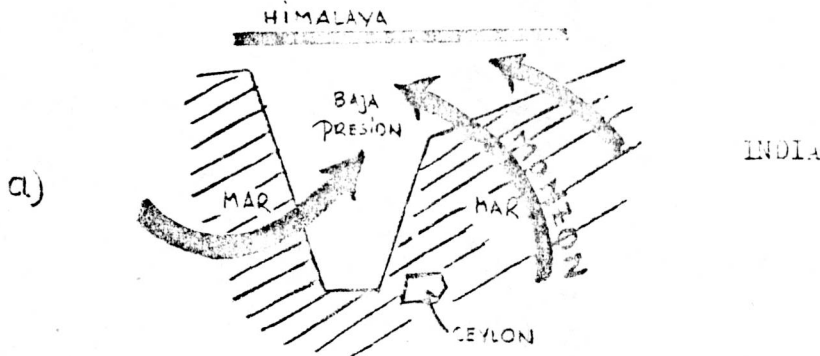
- a) Monzón ideal de India, que es consecuencia de un centro de acción térmica en los meses de verano, sobre el continente, produciéndose un constante - centro de baja presión, cuya consecuencia son los vientos del océano Indico, que tienen una gran penetración en el territorio de la India, anulando los alisios del NE. Se registran las mayores precipitaciones absolutas del mundo 16000 mm anuales de precipitación en esta región.
- b) El Monzón de Australia. También es consecuencia de la formación de una baja presión. Pero las costas de Australia están rodeadas por cadenas de montañas, lo que significa que toda la precipitación cae en las vertientes costaneras, mientras en el interior se registra muy escasa lluvia.





Monzones se producen en muchas zonas de la tierra. El monzón más importante, que está regulando el régimen de lluvias, es el

- a) Monzón ideal de India, que es consecuencia de un centro de acción térmica en los meses de verano, sobre el continente, produciéndose un constante centro de baja presión, cuya consecuencia son los vientos del océano Indico, que tienen una gran penetración en el territorio de la India, anulando los alisios del NE. Se registran las mayores precipitaciones absolutas del mundo 16000 mm anuales de precipitación en esta región.
- b) El Monzón de Australia. También es consecuencia de la formación de una baja presión. Pero las costas de Australia están rodeadas por cadenas de montañas, lo que significa que toda la precipitación cae en las vertientes costaneras, mientras en el interior se registra muy escasa lluvia.



Otros monzones, como los de la costa de Guinea, del Mar de China, de la Costa de Venezuela, del Mediterráneo, son menos aparentes, porque los perturba una serie de causas secundarias.

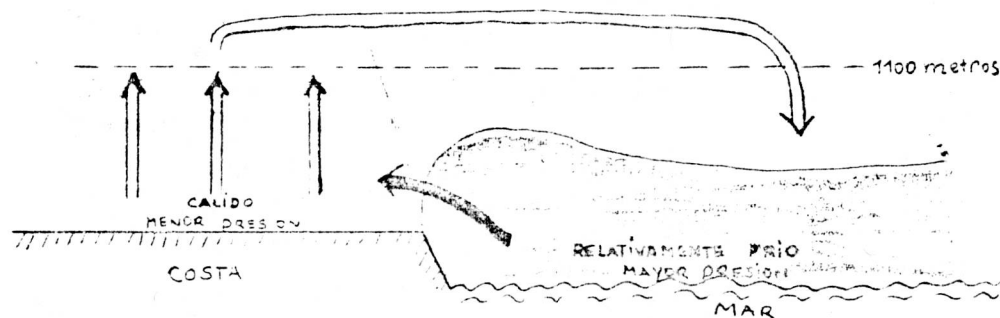
61. VIENTOS PERIODICOS LOCALES.

Además de la variación anual, que experimentan las temperaturas y presiones tanto sobre el mar como sobre la tierra, existe también una variación diurna, produciéndose efectos similares al monzón, pero de carácter local.

a) La brisa del mar (día) y la brisa de la tierra (noche).

1) La brisa del mar (día)

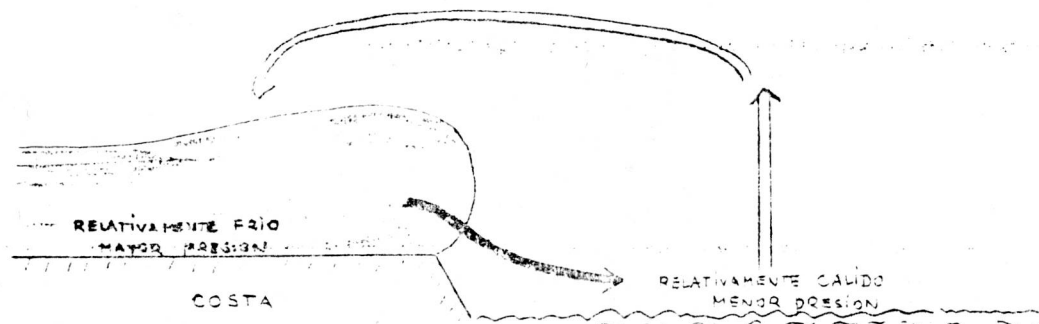
Al ir subiendo el Sol sobre el horizonte, va aumentando progresivamente la temperatura de la tierra, y comienza el proceso de convección de las capas de aire cerca de la superficie de la tierra, por tener el aire caliente menor densidad. La presión atmosférica en tierra es entonces



algo menor que en el mar. Por el gradiente bórico dirigido del mar (relativamente mayor presión), se forma una corriente de aire desde el mar hacia la tierra, corriente ésta, que va aumentando de intensidad hasta que la brisa del mar, como se llama, queda establecida a las pocas horas de haber salido el Sol. La corriente inferior se compensa por una corriente en la altura dirigida de la tierra hacia el mar, estableciéndose así un circuito local cerrado, que apenas alcanza altura de alrededor de 1100 metros.

2) La brisa de la tierra (noche)

Por la noche conserva el mar casi la misma temperatura que durante el día. El aire, por consiguiente, sobre el mar es más caliente que el de la tierra, que por irradiación ha perdido mucha parte del calor almacenado durante el día. Considerando las diferencias de densidad del aire sobre tierra y mar, la presión sobre tierra es relativamente



mayor que sobre mar y el gradiente bórico está dirigido hacia el mar, dirigiéndose entonces una corriente de aire de la tierra al mar. Se ha formado así un proceso exactamente inverso al del día, llamado, brisa de la tierra, y que tan valioso servicio presta a las embarcaciones a vela.

Tales vientos locales no se extienden a gran altura, ni penetran

profundamente en el interior de los continentes. La brisa que sopla en horas del día puede adquirir cierta intensidad, en tanto que la de noche suele ser suave.

Es particularmente en la zona tropical donde se registran brisas del mar y de la tierra que soplan con gran persistencia.

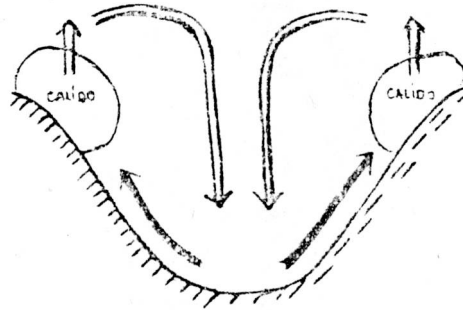
En la Costa de Venezuela se registran brisas del mar especialmente en Barcelona y en Coro y con algo menor persistencia en la Costa de Maracaibo.

b) Brisas del valle y de la montaña.

En la montaña puede observarse con frecuencia que en periodos de tiempo caluroso el viento sopla del valle hacia lo alto durante las horas del día, haciendo ascender el aire a lo largo de las pendientes, y de noche en el sentido inverso.

1) Brisa del valle (día).

Cuando las cimas de las montañas están expuestas a toda la intensidad de los rayos solares, lo que ocurre durante las primeras horas del día, se calientan más que el fondo del valle en que todavía no puede entrar el Sol.

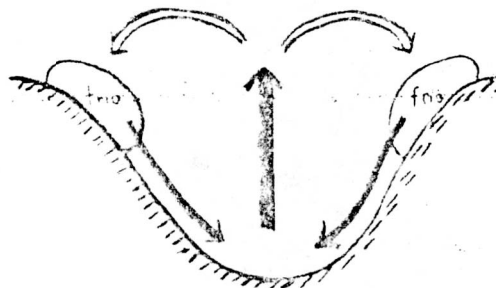


Por tener menor densidad que los alrededores en la atmósfera libre, se elevan los paquetes de aire cálido y para compensar, por succión, se forma una corriente de aire del fondo del valle hacia las cimas, llamada brisa del valle.

Se establece de nuevo una circulación local según dibujo. En los centros del valle se establece una corriente descendente, que es muchas veces muy peligrosa para los aviones, lo que llaman los aviadores "vacíos de aire".

2) Brisa de la montaña (noche).

De noche sucede lo contrario. Las cimas pierden calor más rápidamente que el valle, estableciéndose entonces una corriente descendente en las vertientes de las montañas, que se llama brisa de la montaña.



Por lo general, tales vientos no alcanzan alturas mayores de 10-20 metros.

62. VIENTOS APERIODICOS Y LOCALES.

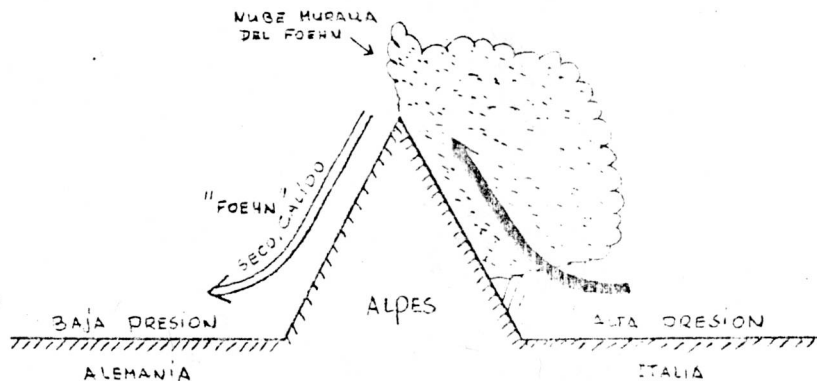
La teoría de la circulación general ha puesto en evidencia vientos permanentes, como los ALISIOS, y periódicos, como los monzones estacionales, pero ambos con una profunda vitalidad.

Debemos citar además los vientos accidentales, a los que ha dado el que blo nombres particulares por razón de sus características especiales o por sus efectos impresionantes.

a) EL FOEHN (Zonda en los Andes argentinos y SHINOOK en los Rocky Mountains, EE. UU.)

Este viento es consecuencia de las distintas presiones que se forman a un lado y otro de los Alpes en el continente europeo.

Así, por ejemplo, cuando al Sur de los Alpes (Italia), la presión es superior a la del Norte (Alemania), el aire, de acuerdo con la teoría ya estudiada, va del lugar de mayor presión, al de menor en el Norte.



El aire del Sur, húmedo, forzosamente asciende por las vertientes de las montañas, se enfría adiabáticamente y la mayor parte del vapor de agua se condensa y precipita. Llegado a la cima de los Alpes, el aire desciende por las vertientes Norte, aumentándose su temperatura adiabáticamente y por tratarse ahora de aire muy seco que ya contiene ya casi vapor de agua, llega a los valles como un viento sumamente seco y cálido. Este viento determina la evaporación de las capas de nieve al Norte de los Alpes. Ocasionalmente, este viento alcanza la velocidad de 70-80 KMH y más, siendo también racheado.

Este mismo "efecto de Foehn" se encuentra en los Andes venezolanos (Márida) y oportunamente en las Cordilleras de la Costa. Los argentinos llamanlo "Zonda" y los norteamericanos "Shinook".

El "Foehn" tiene influencia sobre el organismo humano por fenómenos que todavía no pudieron ser investigados.

Según estadística, la mayor cantidad de cirujías ocurren durante el tiempo en que sopla el "Foehn". Los médicos cirujanos evitan operaciones de enfermos de tuberculosis durante los días del Foehn, porque según estadística hay mayor cantidad de defunciones en este lapso.

b) Mistral. Es un viento seco y frío del Norte y Noroeste, que sopla en la Costa francesa del Mediterráneo y en el valle del Ródano, se siente también en la Costa de ILIRIA Y DALMACIA (Mar Adriático), donde se le llama BOJA. También soplan vientos de este tipo en los Estados Unidos de América.

(Texas) y en el Golfo de México, donde se la llama los "Nortes". En Argentina y Uruguay soplan vientos análogos al Mistral y se llaman los "Pamperos" .

- c) El Sirocco, es un viento muy cálido y seco, cargado de polvo, que sopla en el África del Norte, en Sicilia y aún en Italia Meridional y en Grecia. Su elevada temperatura (hasta 350°), aún a medianoche, no depende sólo de que viene del Sur, sino también de que es un viento descendente. Su dirección es del SE al SW.

En Egipto, el sirocco se llama KHANSIN o SIMON, en Africa Occidental Hammattan, vientos análogos se producen en Australia y son llamados los "Briclayers" que soplan del desierto interior hacia la Costa.

63. REGIMEN VERDADERO DE LA PRESION ATMOSFERICA Y DE LOS VIENTOS EN EL HEMISFERIO NORTE.

El régimen de la presión y de los vientos que se observan verdaderamente sobre el hemisferio Norte corresponde a una combinación del sistema de circulación en zonas, con otros sistemas continentales, que se superponen al primero en invierno y verano.

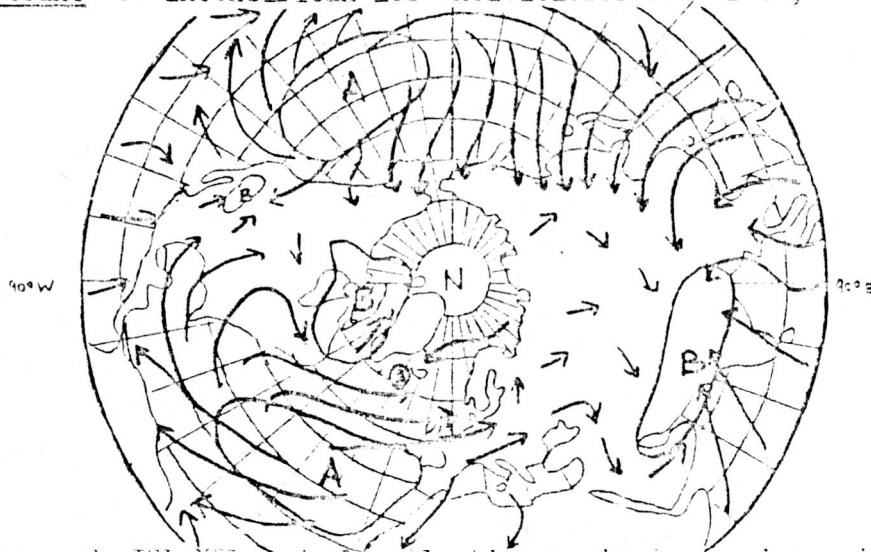


Puede apreciarse que efectivamente en invierno se establecen sobre los continentes los anticiclones fríos. También sobre las partes septentrionales de los océanos Atlántico y Pacífico se forman áreas de baja presión más o menos estacionarias y permanentes que se llaman la Baja presión de ISLANDIA y la Baja de las Aleutianas.

La Alta presión sobre Asia suele denominarse anticiclón Siberiano y la que abarca los Estados Unidos y buena parte del Canadá se denomina Anticiclón Norteamericano.

Los ciclones y anticiclones mencionados, conjuntamente con los anticiclones del cinturón anticiclónico sobre los océanos, constituyen los principales Centros de Acción

En verano se intensifican los anticiclones oceánicos, mientras, las ba



jas presiones de ISLANDIA y de las Aleutianas pierden su intensidad. Y por superposición de circulaciones zonales con monzones (continentales) prevalecen en ciertas partes una predominante de origen monzonal y en otras partes una circulación zonal.

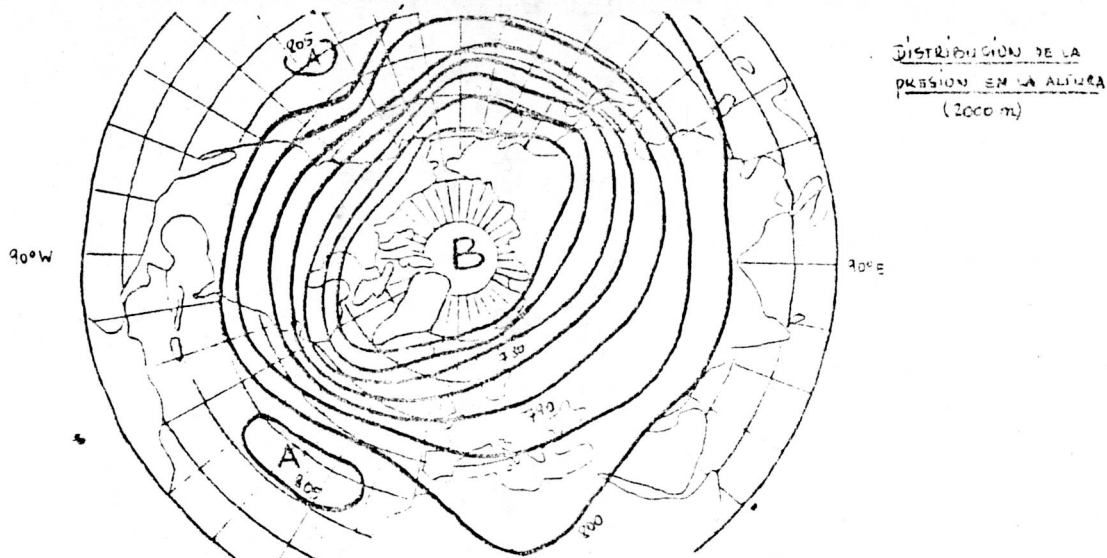
24. LA CIRCULACIÓN EN LA ATMÓSFERA LIBRE.

La influencia perturbadora (fricción, etc.) que ejercen los continentes y océanos se deja de sentir a medida que se eleva a mayores alturas. Mas allá de un nivel de 2 kms de altura, ya no afectan prácticamente la circulación general.

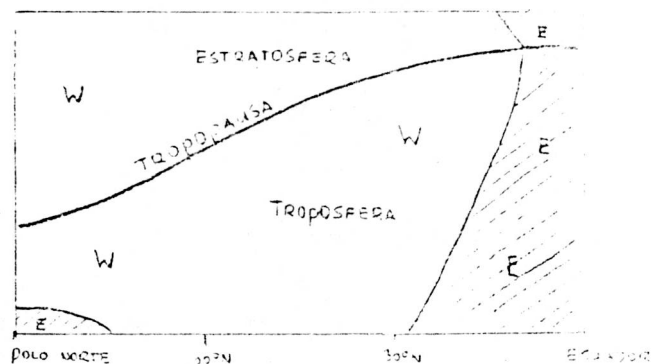
A mayor altura, el régimen de los vientos está determinado por una inmensa baja presión cuyo centro coincide en el hemisferio Norte, con el polo Norte, luego por una zona de alta presión relativamente baja y uniforme en zonas ecuatoriales.

Conforme a esta distribución de la presión, observamos normalmente vientos del Este al norte de la zona de altas presiones, que aumentan con la altura, hasta llegar a un máximo en la tropopausa.

Del lado Ecuatorial de la mencionada zona de alta presión, la dirección media de los vientos es del Este.



En el extremo Norte, en la Capa polar existe una zona limitada con vientos del Este, y recientes investigaciones consideraban cerca del Ecuador otra zona de vientos del Oeste.



Los diferentes sistemas de circulación descritos, se entienden como estados medios de la circulación atmosférica, a ellos se superponen numerosas perturbaciones locales o regionales, que explican la variabilidad del tiempo, y serán estudiados en meteorología sinóptica.

65. LA TURBULENCIA.

a) Turbulencia de origen mecánico.

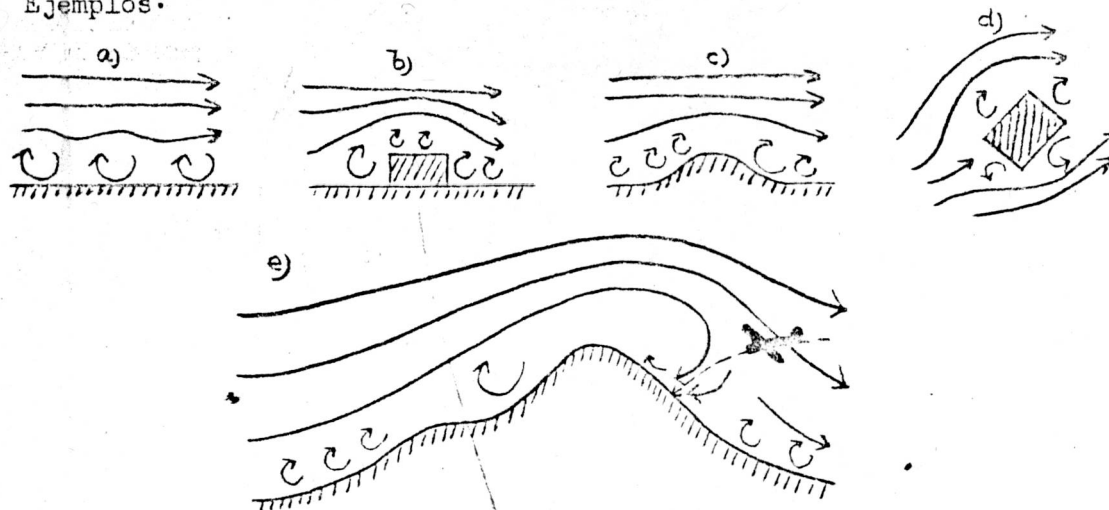
El factor principal que causa la turbulencia en la atmósfera es la fricción que sufre el viento sobre la superficie de la tierra. Los "obstáculos" que encuentra, provocan la formación de remolinos, que luego son elevados a niveles más altos.

El flujo turbulento del aire se caracteriza por unas bruscas fluctuaciones en la intensidad de la corriente. En intervalos irregulares, que duran unos pocos segundos, se intensifica la velocidad del viento y disminuyen alternativamente; el viento es racheado. La intensidad de las ráfagas es aproximadamente proporcional a la rugosidad del suelo y a la velocidad del viento.

La turbulencia de origen mecánico es provocada por fricción sobre una superficie rugosa. Ella no se registra por regla general, sino en una limitada capa de 1000 metros de espesor.

En la cercanía del suelo se ven los remolinos y el flujo es más estacionario en la altura.

Ejemplos:



b) Turbulencia térmica, convección.

Otra de las causas de la turbulencia atmosférica es la distribución irregular de la temperatura. Las partículas más cálidas de aire se elevan (convección) y otras de menor temperatura caen para ocupar el lugar de las primeras, originándose así un flujo ascendente y otro descendente. De esta clase de turbulencia, se llama turbulencia convectiva. El espesor de la capa de turbulencia convectiva depende en primer lugar de la estabilidad del aire. La turbulencia convectiva adquiere su mayor intensidad en la atmósfera libre, sobre todo debajo y en el interior de las nubes convectivas, generalmente puede decirse que la turbulencia convectiva termina en la cima de las nubes convectivas (Cu, Cu cong., etc.).

c) Intensidad de la turbulencia.

Para la aviación, la turbulencia y especialmente la convectiva se divide en 3 diferentes grados, a saber:

- 1) Turbulencia ligera
- 2) Turbulencia moderada
- 3) Turbulencia severa.

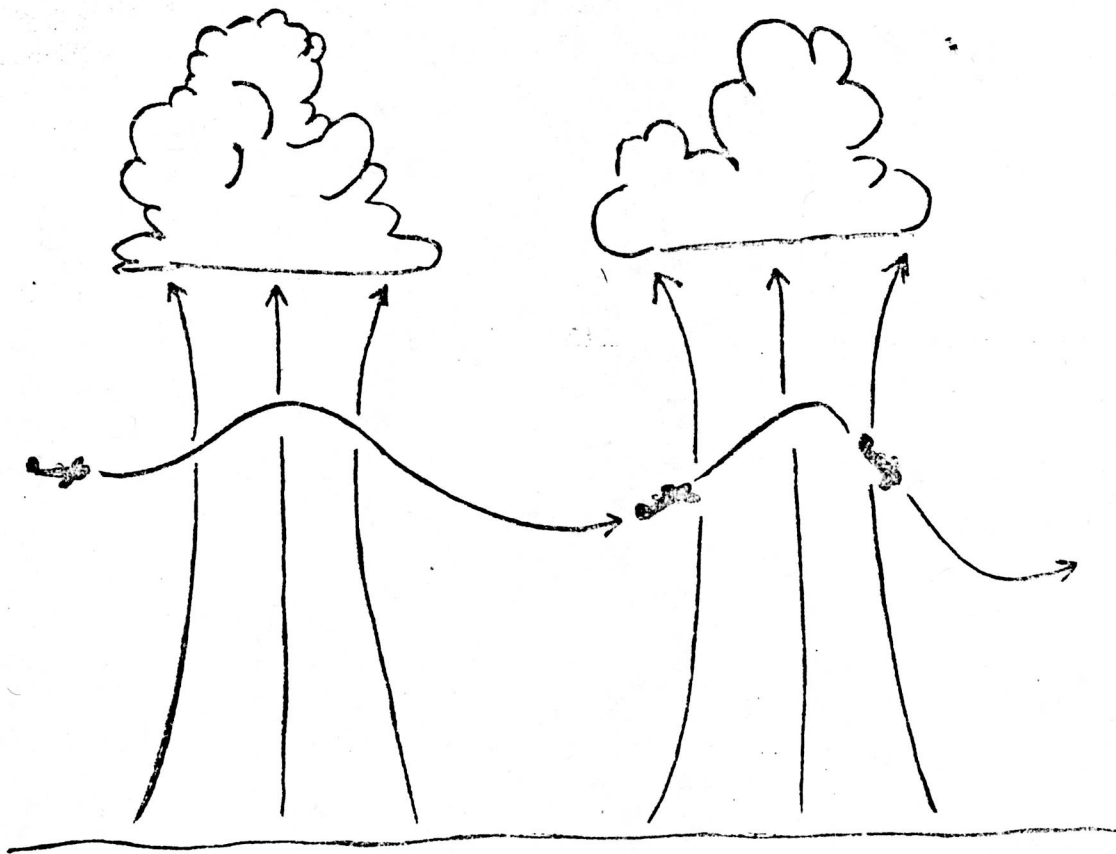
66. EL REGIMEN DE LOS VIENTOS EN VENEZUELA Y SU REPRESENTACION GRAFICA

Los vientos prevaletentes en Venezuela, por estar situada ésta en la zona de los alisios, soplan en la superficie generalmente del E-ENE. En la altura (3000 metros), la dirección SE es otro componente adicional.

Los vientos en las diferentes partes de Venezuela están extensa y fuertemente influenciados por la situación local.

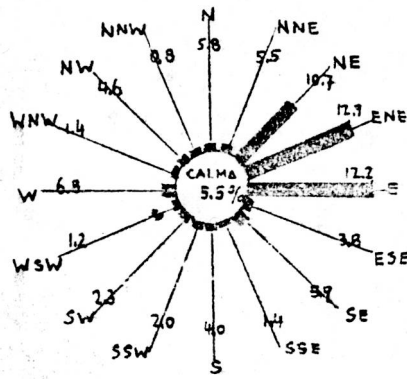
Para la presentación gráfica de los vientos se toman las 16 direcciones de la rosa de los vientos y se establece el porcentaje de veces que el viento ha soplado en cada una de las direcciones, durante un período de tiempo considerado, por ejemplo un año. Estos valores, en una escala adoptada, se van colocando con barras sobre cada una de las 16 direcciones, obteniendo así el promedio gráfico, de gran utilidad, especialmente para los navegantes. El número al lado de cada barra, es el promedio de la velocidad en Km/h y el número en el centro, da el porcentaje de calmas, muy pequeñas bri-

TURBULENCIA



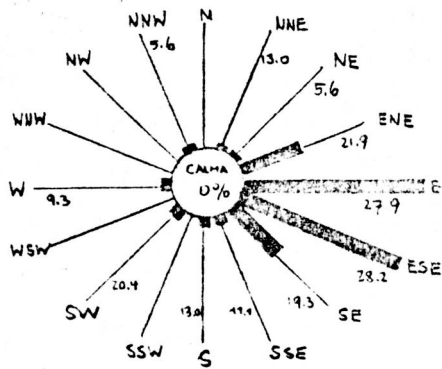
sas y vientos variables.

Vientos en la Superficie..



Ciudad Bolívar

Vientos a 3000 metros de altura



Ciudad Bolívar

Indicaciones



Barra = Frecuencia en %

Números = Velocidad media en Km/h.

CAPITULO VI

LA HUMEDAD DE LA ATMÓSFERA, CAUSANTE DEL MAL TIEMPO

En el transcurso de este tratado, nos hemos referido a los factores meteorológicos de radiación, temperatura, presión y viento.

Se registrarían cambios de temperatura, presión y en el flujo del aire si en todo el mundo, el cielo estuviera siempre despejado de nubes, no registrándose por tanto precipitaciones. Pero no sucede así puesto que hay otro elemento meteorológico más en la atmósfera que es la humedad o el vapor de agua.

La cantidad de vapor de agua (el agua en forma gaseosa) que contiene el aire, varía constantemente. Proviene, como veremos, de la continua evaporación que se produce sobre la corteza terrestre, especialmente aumentando en las superficies líquidas (océanos, mares, lagos, ríos), como así también en las plantas (evapotranspiración) y aún en la misma tierra húmeda.

El vapor de agua se nos hace visible, condensándose, en forma de nieblas, nubes, precipitaciones.

El vapor de agua es de capital importancia para la economía general de la naturaleza y para la vida del hombre. En un ambiente húmedo crecen y florecen las plantas en general, careciendo de él, la vida animal y vegetal sería imposible.

67. DEFINICIÓN Y MEDIDAS DE LA HUMEDAD.

a) Definición.

La cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera se llama humedad.

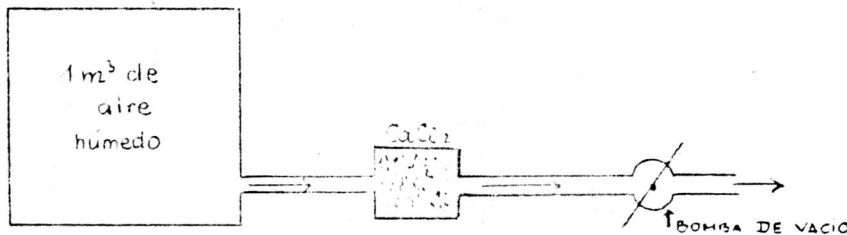
b) Medidas de la humedad.

La cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera puede ser expresada de diferentes maneras:

1) Humedad absoluta.

Considerando el siguiente experimento:

Un espacio cerrado contiene un metro cúbico de aire húmedo en un instante determinado. El volumen cerrado está conectado por medio de un tubo, en el cual se encuentra un depósito con cloruro de calcio, y una bomba de vacío.



Antes de colocar el cloruro de calcio CaCl_2 en el depósito, se mide el peso de éste y decimos que será de 1000 gramos. Luego se pone en acción la bomba de vacío, lo que causa, que se vacíe el metro cúbico de aire húmedo cerrado, el cual, antes de salir afuera, debe pasar al depósito con CaCl_2 . Este mismo, por su propiedad de higroscopia (propiedad que tiene cada elemento salino, y que consiste en la afinidad de poder absorber el vapor de agua) absorbe toda la cantidad de vapor de agua del metro cúbico de aire.

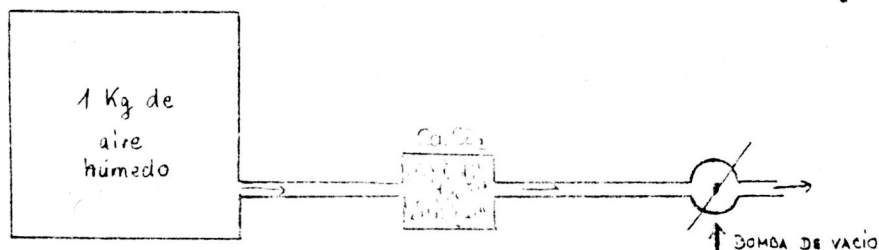
Finalmente, de nuevo se mide el peso de CaCl_2 , que, naturalmente, ha sufrido un aumento por el vapor de agua absorbido. Decimos, que el peso de CaCl_2 después de efectuar el experimento fuera 1015 gramos. La diferencia entre los 2 pesos, del anterior y del último, en este caso $1015 - 1000 \text{ gr.} = 15 \text{ gramos}$, equivale al peso del vapor de agua que contenía un metro cúbico de aire.

La humedad absoluta expresa el peso en gramos del vapor de agua contenido en un metro cúbico de aire en un instante determinado. La fórmula es:

$$A = \frac{\text{gramos}}{\text{m}^3} \quad A = \text{humedad absoluta.}$$

2) Humedad específica.

Haciendo un experimento análogo, pero reemplazando el volumen de 1 metro cúbico de aire por uno que tiene el peso de 1 kg, se obtiene la humedad específica.



La definición de la humedad específica, entonces, es la siguiente:

La humedad específica expresa el peso en gramos del vapor de agua contenido en un kilogramo de aire en un instante determinado. La fórmula es:

$$q = \frac{\text{gramos}}{\text{kg}} \quad q = \text{humedad específica}$$

3) Tensión del vapor de agua.

Siendo el vapor de agua un cuerpo gaseoso, posee un peso y una presión como todos los gases de la atmósfera y según la Ley de Dalton, que la presión atmosférica, es el resultado de las presiones parciales de los gases de la atmósfera, resulta que también el vapor de agua ejerce una presión. A la presión del aire seco P_s se le debe, pues, sumar otro valor (e) de la presión de agua. La suma de ambos será entonces la presión del aire húmedo P_h .

$$P_h = P_s + e \quad P_h = \text{presión de aire húmedo}$$

$P_s = \text{presión de aire seco}$

$e = \text{presión o tensión del vapor de agua.}$

Haciendo, pues, un experimento hipotético de tal modo, que se eliminara todo el aire seco encima de nosotros, quedándose solamente el vapor de agua, el barómetro indicará la presión que ejerce el vapor de agua sólo y este valor e medido en mm se llama la tensión del vapor de agua.

Definición:

Se llama entonces tensión del vapor de agua a aquella presión que ejerce este vapor, si estuviera sólo en el espacio. Y la medida se efectuará en mm. de mercurio (igual como la medida de la presión atmosférica).

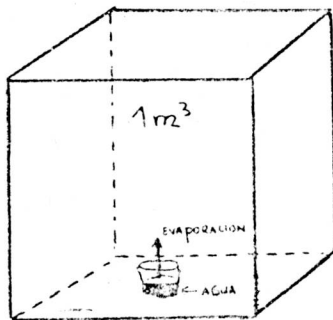
4) Hay 2 medidas más de la humedad en la atmósfera, que son:

- a) La humedad relativa en %
- b) el punto de rocío

Pero para la explicación de esto falta conocer un proceso muy importante, la saturación , del cual se hablará en el próximo aparte.

68. SATURACION.

Recordándonos del experimento para calcular la humedad absoluta, nos hemos referido, al peso del vapor de agua en gr. por metro cúbico en un instante determinado . Estas últimas palabras, al parecer, contienen una restricción, que debemos investigar.



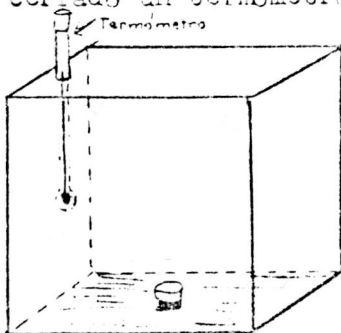
Tomamos de nuevo un vacío cerrado que contenga un metro cúbico de aire. Luego colocamos al fondo del volúmen cerrado un recipiente que contenga agua. En el transcurso del tiempo observamos que la cantidad de agua disminuye hasta, que pasado cierto tiempo, la cantidad de agua queda constante. Hubo, pues, cierta evaporación de agua hacia el volúmen de 1 m³, hasta que llegó un momento, en que el aire cerrado no pudo "absorber" más el vapor de agua. El aire, pues, no puede contener más vapor de agua, y se dice entonces que está saturado de vapor, o mejor dicho, el contenido de vapor de agua en el volúmen de 1 m³ ha alcanzado su máximo .

Hay que distinguir, pues, entre aire no saturado de vapor de agua y aire saturado con él.

Las palabras " en un instante determinado " puede referirse, entonces, a ambos estados del aire, pero necesitamos considerar ahora nuestras medidas de humedad de nuevo: cuando el aire no es saturado, llamamos este estado del aire el actual , nuestras medidas son: humedad absoluta actual A, humedad específica actual a y tensión del vapor de agua actual e.

Durante el estado máximo del aire, parece contener el aire una cantidad fija de vapor de agua porque no puede evaporarse más agua del recipiente. Llamamos, entonces nuestras medidas: Humedad absoluta máxima A máx, humedad específica máxima a máx, Tensión máxima del vapor de agua e;

Ahora debemos continuar nuestro experimento. Colocamos en el volúmen cerrado un termómetro que contiene nuestro aire en estado de saturación. La temperatura observada por ejemplo es 10 C°.



por medio de la bomba de vacío y por el depósito con cloruro de calcio obtenemos la humedad absoluta máxima $A \text{ máx.} = 9.2 \frac{gr}{m^3}$

Ahora bien, aumentamos la temperatura en el volúmen, por ejemplo a 20 C°. Lo que en seguida podemos observar es, que durante el calentamiento dis

minuye de nuevo la cantidad de agua en el vaso, se evapora más que con la temperatura de 10 C° hasta que llega de nuevo el momento, en el cual el aire es saturado, o el aire no puede contener más vapor de agua. A la temperatura de 20 C° se obtiene otra vez la humedad absoluta máxima a máx. que aumenta a 17.5 $\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$. Con 30 C°, continuando el experimento, obtenemos a máx. = 31.8 $\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$.

Llegamos, pues, a la conclusión, que la cantidad máxima de vapor de agua, cuando el aire está en estado de saturación, varía con la temperatura.

Con mayor temperatura ----> mayor cantidad máxima de vapor de agua,
con menor temperatura ----> menor cantidad máxima de vapor de agua que de contener el aire saturado.

En la tabla siguiente podrán apreciarse algunos de los valores máximos de la humedad absoluta y de tensión del vapor de agua.

t C°	A máx. $\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$	E mm
-10 C°	2.2	2.4
- 5 C°	2.2	3.4
0 C°	4.8	4.9
+5 C°	6.5	6.8
+10 C°	7.2	7.4
+15 C°	12.8	13.3
+20 C°	17.5	17.3
+25 C°	23.2	23.1
+30 C°	31.8	30.4
+35 C°	42.2	39.6

En la atmósfera, el vapor de agua, por lo general, no está saturado. Un volumen de aire, comúnmente, contiene a una temperatura determinada una cantidad de vapor de agua que es menor que la cantidad máxima, que le corresponde.

69. LA HUMEDAD RELATIVA, COMO CUARTA MEDIDA DE LA HUMEDAD DE LA ATMÓSFERA.

A una temperatura fija, el aire puede entonces contener cantidades varias de vapor de agua, variable entre los valores 0 $\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$ (cuando el aire es completamente seco), hasta el valor máximo a máx. (que es fijo para cada temperatura y que corresponde al estado saturado del aire).

Por ejemplo:

1) Temperatura 10 C°

$$\text{Humedad absoluta actual} = 4.8 \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

$$\text{Humedad absoluta máxima} = 7.2 \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} = \text{valor fijo (según tabla)}$$

La relación de la humedad absoluta actual con la humedad absoluta máxima, nos indica, entonces, un valor relativo del estado del aire referente a su saturación (o la fracción de saturación). Esta relación en porcentajes se llama Humedad relativa (U).

En el ejemplo 1) dicho valor puede calcularse del modo siguiente:

9.2 $\frac{\text{gramos}}{\text{m}^3}$ equivalen a 100 partes.

4.6 $\frac{\text{gramos}}{\text{m}^3}$ equivalen a x partes?

$$x(\%) = \frac{4.6}{9.2} \cdot 100 = 50\% = \text{Humedad relativa} = U$$

El aire, en este caso, contiene solamente 50% de la cantidad máxima de vapor de agua a la temperatura 10 C°

Otros ejemplos:

2) Temperatura 20 C°

$$A \text{ actual} = 10.0 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$$

$$A \text{ máx.} = 17.5 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3} \text{ (según tabla)}$$

$$U\% = \frac{10.0}{17.5} \cdot 100 = 57.2\% = \text{Humedad relativa.}$$

El aire, en este caso, contiene solamente 57.2% de la cantidad máxima de vapor de agua a la temperatura 20 C°

3) Temperatura 30 C°

$$A \text{ actual} = 9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$$

$$A \text{ máx.} = 31.8 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3} \text{ (según tabla)}$$

$$U\% = \frac{9.2}{31.8} \cdot 100 = 28.9\% = \text{Humedad relativa.}$$

La humedad relativa significa, pues, la relación en porcentajes de la cantidad actual de vapor de agua contenido en cierto volumen de aire, con la cantidad máxima que podría contener a la misma temperatura, si estuviera saturado.

La humedad relativa puede calcularse, bien por medio de la humedad absoluta, humedad específica o tensión del vapor de agua, del modo siguiente:

I	$U\% = \frac{\text{Humedad abs. actual}}{\text{Humedad abs. máxima}} \times 100 = \frac{A \text{ actual}}{A \text{ máx.}} \times 100;$
II	$U\% = \frac{\text{Humedad específica actual}}{\text{Humedad específica máxima}} \times 100 = \frac{q \text{ actual}}{q \text{ máx.}} \times 100;$
III	$U\% = \frac{\text{Tensión del vapor actual}}{\text{Tensión del vapor máxima}} \times 100 = \frac{e}{E} \times 100;$

70. LA TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCÍO COMO QUINTA MEDIDA DE LA HUMEDAD.

En un volúmen cerrado hay por ejemplo una humedad absoluta actual, $A_{\text{actual}} = 9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$

Quando la temperatura sea 30 C° , la humedad relativa se calcula por medio de $A_{\text{máx}} = 31.3 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$ (según tabla) y se obtiene $\frac{9.2}{31.3} \cdot 100 = 28.9\%$.

Ahora bien, refrescamos el volúmen hasta una temperatura de 20 C° . La humedad absoluta actual de $9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$ se conserva, porque el volúmen está cerrado y dentro no hay agua. Pero a esta temperatura de 20 C° , la humedad absoluta correspondiente (según tabla) es $17.5 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$.

La humedad relativa entonces es:

$$U = \frac{9.2}{17.5} \cdot 100 = 52.6\%. \text{ La humedad relativa ha aumentado.}$$

De nuevo refrescamos el volúmen hasta llegar a la temperatura de 10 C° . También la humedad absoluta actual de $9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$ está invariable, pero a esta temperatura de 10 C° corresponde (según tabla) una humedad absoluta máxima de $9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$. A_{actual} y $A_{\text{máx}}$ son en este caso iguales y la humedad relativa es:

$$U = \frac{9.2}{9.2} \cdot 100 = 100\%$$

El aire, en este caso, está saturado, porque A_{actual} es igual a $A_{\text{máx}}$, y en este estado de saturación, la humedad relativa alcanza su valor máximo de 100% .

Repetimos el experimento:

Un volúmen de aire, con una temperatura de 30 C° y una humedad absoluta actual de $9.2 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3}$, hemos refrescado hasta la temperatura de 10 C° . Con esta temperatura, el vapor de agua llegó a su máxima cantidad, el aire llegó a su estado de saturación. Esta temperatura se llama Punto de Rocío.

Temperatura \ Humedad	10 C°	20 C°	30 C°
A actual	9.2	9.2	9.2
A máx. (según tabla)	9.2	17.5	31.3
U%	100%	52.6%	28.9%

Definición:

La temperatura del Punto de rocío, es la temperatura, hasta la cual debe refrescarse un volúmen de aire para llegar la humedad actual a su saturación (100% humedad relativa).

Mayor diferencia, que hay entre temperatura actual y punto de rocío, menor debe ser la humedad relativa.

Menor diferencia, que hay entre temperatura actual y punto de rocío, mayor es la humedad relativa.

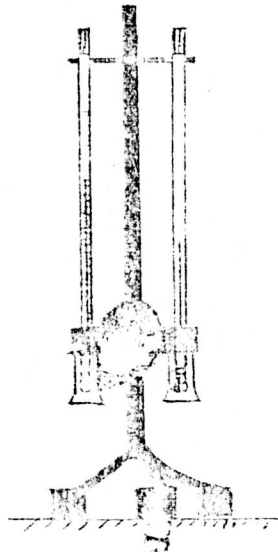
La temperatura del punto de rocío es un valor muy importante en la meteorología sinóptica, codificándose ésta en los códigos internacionales.

71. APARATOS PARA MEDIR LA HUMEDAD. HIGROMETRIA.

La Higrometría es una expresión que define el estudio de la cantidad de vapor de agua que contiene o puede contener el aire, buscando la humedad absoluta, la tensión del vapor de agua o la humedad relativa.

Para determinar la humedad absoluta habrá que disponer de un aparato que contenga ácido sulfúrico u otros medios (CaCl_2), sobre el cual se hace pasar una corriente de volumen dado del aire ambiente. (vea experimentos en los últimos apartes). Se trata de un sistema de observación que está al alcance en los laboratorios, pero no para los observadores meteorológicos. Para fines de observación meteorológica se ha construido diferentes aparatos:

a) Psicrómetro. Para una determinación exacta de la humedad relativa (y tensión de vapor de agua) de la atmósfera se utiliza el psicrómetro, aparato compuesto de 2 termómetros colocados verticalmente con escasa separación entre sí. Uno de ellos tiene el bulbo descubierto (termómetro seco) y nos indica, por tanto, la temperatura del aire ambiente; el otro tiene el bulbo cubierto con una muselina perfectamente ajustada al termómetro húmedo que se mantiene húmeda durante las observaciones.



Un aspirador produce un flujo de aire sobre los bulbos de los termómetros seco y húmedo.

La evaporación del agua en la muselina significa el consumo de cierta cantidad de calor, que es absorbida del ambiente que rodea la muselina, por lo que se produce un enfriamiento que es notado en el bulbo del termómetro húmedo, y es fácil comprender que cuanto mayor sea la evaporación, menor será la temperatura notada. Cuando la atmósfera está saturada, no existe eva-

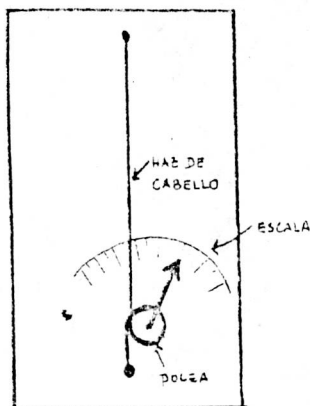
poración, pues, no admite más vapor de agua; entonces el termómetro húmedo marcará la misma temperatura que el seco. La temperatura del húmedo por lo tanto, salvo cuando la atmósfera está saturada, es siempre inferior a la del seco. Con la diferencia de temperatura notada, y por medio de tablas psicrométricas, se calcula la humedad relativa, la tensión del vapor de agua y el punto de rocío.

Todos los psicrómetros deben ser colocados en la garita meteorológica. Hay otros tipos de psicrómetros, como el psicrómetro de honda y el Psicrómetro de August. (vea Folleto III "Instrumentos meteorológicos").

b) Higrómetro. Son aparatos que permiten determinar la humedad atmosférica, mediante el uso de sustancias higroscópicas, aumentando así de volumen o bien sufriendo dilatación proporcionales a la cantidad de vapor de agua que existe en el aire.

El instrumento utilizado con mayor rendimiento es el Higrómetro de cabello. El cabello tiene la propiedad de variar su longitud según

sea el estado higrométrico; así, se alarga con un exceso de humedad y se acorta en el aire más seco, obteniéndose en esta forma el valor de la humedad relativa.



Los aparatos están constituidos por un haz de cabellos de mujer, rubios y desgrasados, uno de cuyos extremos es atado a un tope y el otro enrollado sobre una polea de pequeño diámetro, que lleva en su extremo inferior un peso suficiente para tenerlo estirado. Sobre el eje de la polea se fija una aguja liviana que gira sobre un cuadrante dividido en unidades de humedad relativa.

b) Higrógrafo. Cuando el extremo de la aguja del higrómetro tiene una pluma y ésta se hace trabajar sobre un tambor de revolución diaria o semanal, se obtiene el registro permanente del valor de la humedad relativa. Tales instrumentos se llaman higrógrafos.

Para más detalles vea Folleto III "Instrumentos meteorológicos".

72. DISTRIBUCIÓN DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA.

El vapor de agua es distribuido en la atmósfera por dos procesos: uno de ellos por la espontánea difusión del mismo en el espacio, y el otro, que es el más importante, por el transporte que hace la misma atmósfera por los procesos convectivos y por la circulación general de la atmósfera.

Si no fuera por el constante proceso de condensación, hace mucho tiempo que la atmósfera estaría saturada. El agua que se transforma en vapor y va a la atmósfera vuelve a la tierra y océanos, condensada, en forma de precipitación.

La distribución con la altura es variable, pero disminuye muy rápidamente en ella, según la fórmula empírica de Biring:

$$e_h = e_0 \left(\frac{1+h}{20} \right)^5$$

e_h = tensión del vapor de agua en la altura

e_0 = tensión del vapor de agua en el suelo.

h = altura en metros

La disminución del vapor de agua con la altura, pues, no se rige a la Ley de Dalton.

73. VARIACION DE LA HUMEDAD RELATIVA.

a) Variación diaria.

La humedad relativa varía siguiendo comúnmente un curso opuesto a las oscilaciones de la temperatura. Así, se observa, que la humedad relativa es mayor durante la noche, es máxima un poco antes de salir el Sol, decrece luego hasta las 14 horas, para aumentar muy rápidamente y luego más lentamente en la noche.

La amplitud de esta oscilación es relativamente grande en días de buen tiempo, y variable en días lluviosos.

En casos especiales, la oscilación puede ser máxima. Por ejemplo en Sta. Elena en un día de influencia del "Foehn", la máxima en la madrugada fué de 100% y la mínima 5%, una diferencia de 95%.

b) Variación anual.

Esta variación depende generalmente de la situación geográfica.

En las zonas marítimas, la amplitud es menor y más regular.

En Venezuela, durante los meses de "invierno" se registra comúnmente más humedad que durante el "verano".

74. LOS 3 ESTADOS DEL AGUA Y LOS PROCESOS DE TRANSFORMACION ENTRE ELLOS.

El agua puede existir simultáneamente en nuestra atmósfera en sus 3 estados:

- 1) Gaseoso (vapor de agua)
- 2) Líquido (agua)
- 3) Sólido (hielo)

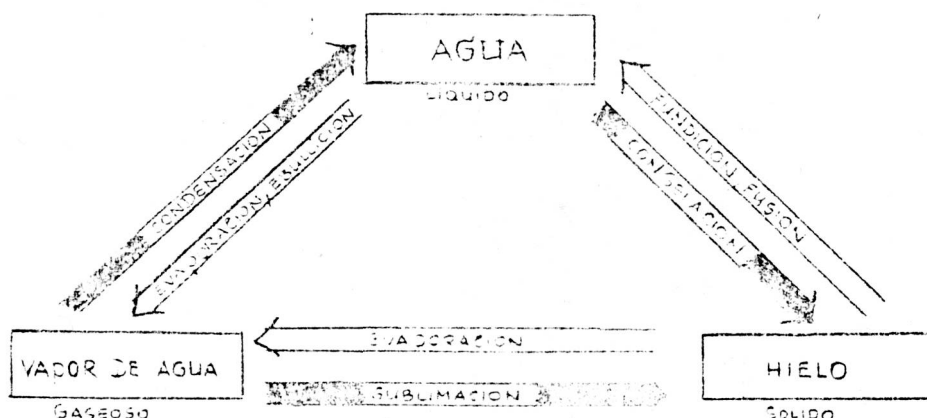
Afortunadamente, existen, con ciertas condiciones, procesos físicos, por los cuales pueden transformarse cada uno de los 3 estados en otro.

El vapor de agua (gaseoso) puede transformarse en agua (líquido), este proceso se llama condensación.

Pero el vapor de agua puede transformarse seguido, sin pasar al estado líquido, en hielo (sólido). Este proceso se llama sublimación.

El agua (líquido) se transforma en vapor de agua (gaseoso) por evaporación ó, cuando agua está hirviendo, por ebullición. También se transforma en hielo (sólido) por congelación.

Hielo (sólido), finalmente puede transformarse en agua por fundición (también fusión) y convertirse directamente en vapor de agua por evaporación.



Los diferentes procesos, por su importancia en la meteorología, serán tratados en próximos apartes.

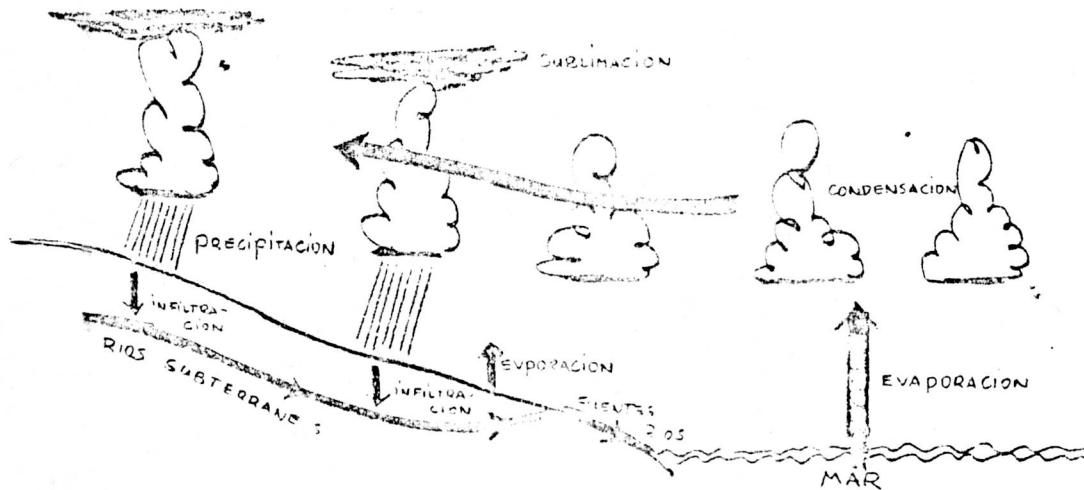
75. LA CIRCULACION GENERAL DEL AGUA.

Conociendo ya los procesos de transformación de los 3 estados del agua, puede estudiarse el ciclo del agua, que existe entre continentes, océanos y atmósfera. Es de suma importancia, que exista en nuestro globo un equilibrio acuático, la cantidad de agua existente en cualquier forma es permanente.

Como ya dijimos, la fuente mayor de agua son los océanos. Ahí, por evaporación, la atmósfera recibe su humedad; por condensación y sublimación,

se forman las nubes de agua y de hielo. Corrientes de aire llevan la atmósfera húmeda a los continentes. Las nubes se precipitan. Parte del agua de las lluvias se evapora de nuevo.

La mayor parte se infiltra al subsuelo. Las plantas recogen algo de ésta y la evapotranspiran también. En el subsuelo se forman los depósitos subterráneos o ríos subterráneos de agua, saliendo en las vertientes de colinas y montañas como fuentes. Muchas fuentes forman riachuelos, ríos, para unirse de nuevo con los mares y océanos.



76. LA EVAPORACION.

a) Definición.

La presencia de una superficie de agua, que ocupa las tres cuartas partes de la superficie de la Tierra asegura una continua fuente de provisión de vapor de agua para la atmósfera. La interrupción de la superficie oceánica por los continentes y la gran variación de la radiación en los distintos lugares, horas y épocas, hacen que la cantidad de vapor de agua en la atmósfera varíe continuamente.

Para poder apreciar esos cambios debemos estudiar y examinar los procesos de evaporación, o sea el paso del estado líquido al gaseoso, del agua.

Si la tensión del vapor de agua, que se halla en contacto con una superficie del agua, es inferior a la máxima tensión del vapor, entonces el agua de la superficie evapora, mezclándose con el aire en forma de vapor. Este proceso de evaporación continúa hasta que la tensión actual llega a igualar la tensión máxima correspondiente.

La intensidad con que se desarrolla el proceso de evaporación depende de 4 factores:

- 1) La diferencia entre la tensión máxima E que corresponde al aire con una temperatura determinada, y la tensión actual del aire, e .

$$E - e = \text{factor de evaporación.}$$

Cuando mayor es el factor de evaporación, mayor es la evaporación.

- 2) La velocidad del viento.

Las corrientes de aire activan la evaporación, renovando la atmósfera y retrasando así la saturación.

Podemos decir que la evaporación es directamente proporcional al viento. Mayor velocidad del viento \rightarrow mayor evaporación, menor veloci-

dad -->menor evaporación

3) La presión atmosférica.

La evaporación es inversamente proporcional a la presión atmosférica, o sea, mayor presión -->menor evaporación; menor presión -->mayor evaporación.

4) Estado de la superficie.

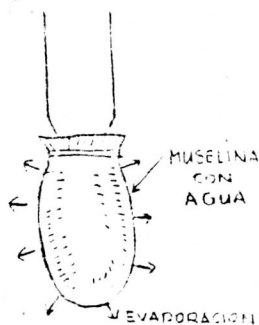
También se observa que la evaporación es diferente cuando difiere el estado de la superficie. De una superficie líquida (mar) procede más evaporación que de una superficie húmeda (tierra). Por esta razón, las medidas de evaporación con los aparatos que con fines de estudio se realizan, dan solamente valores relativos.

Se comprende entonces que la cantidad normal de agua evaporada es sólo relativamente conocida. Igualmente la cantidad de agua evaporada al mismo tiempo, será muy distinta, si se la mide sobre el mar, sobre un río, poco o muy profundo, o bien sobre una ensenada de dimensiones muy pequeñas. Cada volumen de agua tiene su evaporación propia.

Como superficie patrón de evaporación se toma la del nivel del mar.

b) Calor latente. Para que la evaporación pueda producirse, se requiere energía. Son aproximadamente 590 calorías-gramo necesarias para llevar 1 gramo de agua del estado líquido al estado gaseoso. Esta energía es necesaria para efectuar el trabajo mecánico de vencer la atracción molecular, ya que el vapor de agua ocupa un espacio mucho mayor que el líquido. Este calor, conservando en el vapor de agua, se llama calor latente y que juega un gran papel en los procesos termodinámicos de la atmósfera. Si el proceso tiene lugar en sentido inverso, es decir, si 1 gramo de vapor de agua se condensa, la misma cantidad de calor es liberada. (Calor de Condensación).

c) El principio del psicrómetro. El psicrómetro está ideado a base del proceso de evaporación, que depende del estado de humedad de la atmósfera.



el bulbo del termómetro húmedo está envuelto en muselina y a la vez mojado.

La corriente de aire producida por un aspirador, y de una velocidad constante de 2 m/seg. (valor internacional) traspasa hacia la muselina siempre aire nuevo del exterior.

Según el valor del factor de evaporación (diferencia entre tensión máxima y tensión actual del aire), se produce evaporación. Esta, a la vez, requiere energía calórica, la cual es sacada del bulbo del termómetro de mercurio y, el cual naturalmente se refresca, lo que produce la disminución de la temperatura. La misma corriente de aire pasa alrededor del bulbo seco, pero por estar seco éste, no puede producirse refrescamiento. Este termómetro indica siempre temperatura actual del aire. Por cierto existe una diferencia entre la temperatura del termómetro seco y la del húmedo, llamándose ésta la diferencia psicrométrica, con la cual por medio de tablas psicrométricas se obtiene la tensión actual y la humedad relativa del aire.

Con mayor humedad en el aire, se puede producir menor evaporación del agua en la muselina, el bulbo termométrico no puede refrescarse tanto, y la diferencia psicrométrica es menor.

Con menor humedad en el aire, ocurre lo inverso.

Cuando el aire está saturado, no puede producirse evaporación, y la diferencia entre termómetro seco y húmedo es cero, los 2 termómetros indican la misma temperatura.

d) Aparato para medir la evaporación. Generalmente se usa el evaporímetro según Wild. Este consiste en una balanza, en la cual un recipiente lleno de agua está contrarrestado por un peso fijo. A medida que se evapora el agua, el recipiente con agua pierde su peso, bajándose el contrapeso el cual está unido con un indicador, que juega sobre una escala graduada en mm.

El mismo tipo de evaporímetro, pero provisto de un sistema registrador, se llama evaporígrafo, con el cual son suministradas todas las estaciones sinópticas del Servicio de Meteorología de las FAV.

Otro tipo de evaporímetro es el provisto de tornillo micrométrico y consiste en un tanque lleno de agua, midiendo por medio del tornillo micrométrico la altura del agua en éste. La diferencia entre los valores de altura de 2 observaciones es la evaporación (evaporímetro, tipo micrométrico).

Todos los evaporímetros y evaporígrafos están expuestos en una garita meteorológica, es decir, están expuestos a la sombra.

Otra clase de evaporímetros, de uso en servicios hidrológicos, es expuesto al Sol y consiste en un tanque de mayor tamaño, instalado cerca de la superficie de la tierra, y que es llenado con agua. Por medio de una escala, instalada al tanque (o un tornillo micrométrico) puede medirse fácilmente la altura del agua en el tanque de arriba al otro, la diferencia es la evaporación. Pero debe efectuarse paralelamente la observación de lluvia caída.

Un anemómetro completa la estación evaporimétrica.

Para obtener la evaporación verdadera debe montarse 1 bloque de 1 m³ de tierra sobre una balanza, de modo, que la superficie del m³ coincida con la superficie de la tierra, además debe medirse la precipitación y la cantidad de infiltración, la última se determina por la cantidad del desagua en el fondo del metro cúbico.

Estando la evaporación relacionada con la clase de la superficie de la tierra, debe efectuarse este experimento con varios tipos de tierra y con varios tipos de plantas puestas sobre la superficie del metro cúbico.

e) Medida de evaporación. La unidad de evaporación es la de la precipitación (en milímetros).

Siendo la evaporación 1 mm, esto significa que ha disminuido 1 mm. la altura del volumen de agua, que tiene una superficie de 1 m², o se ha evaporado 1 litro de agua sobre una superficie de agua de 1 m².

f) Valores de evaporación en Venezuela. En los distintos lugares de Venezuela, la evaporación es muy variable debido a la velocidad del viento, de la humedad del aire y de la presión atmosférica reinante.

Estos valores los podemos apreciar en la siguiente tabla:

Estación	Evaporación anual en mm.	Valor máximo en 24 horas
Barquisimeto	1631 mm	8.2
Ciudad Bolívar	1389 "	8.5
Coro	2517 "	13.8
Güiria	1339 "	7.3
Maiquetía	757 "	3.1
Maracaibo	1423 "	7.2
Maracay	1240 "	7.9
Maturín	1092 "	7.0
Mérida	858 "	6.1
San Antonio	1594 "	14.7
San Fernando	1130 "	10.9
Santa Elena	528 "	3.6
Tunaremo	997 "	6.7

77. LA FUNDICIÓN (FUSIÓN).

Es éste el proceso de transformación del hielo en agua y para este proceso también es necesaria energía calórica. Para fundir 1 gramo de hielo, debe gastarse 80 calorías-gramos. La fundición del hielo está relacionada con la temperatura 0 C° (temperatura crítica).

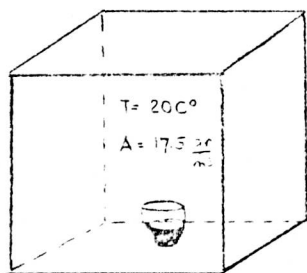
78. LA CONGELACIÓN.

El proceso inverso, la transformación del agua en hielo, se llama congelación, liberándose en este proceso 80 calorías-gramos.

El proceso de fundición y congelación es sumamente importante en las zonas polares, donde se forma hielo compacto de gran espesor, durante el invierno, y se funde en el verano.

79. LA CONDENSACIÓN.

a) Los núcleos de condensación.



Hacemos en el laboratorio el siguiente experimento:

En un volumen cerrado de aire colocamos un recipiente con agua, a fin de que el aire pueda saturarse, estado requerido dentro de algún tiempo. La temperatura será 20 C°, la humedad absoluta máxima según tabla es de 17.5 $\frac{gr}{m^3}$.

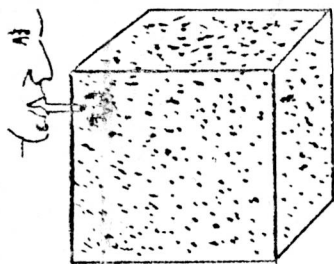
Ahora bien, refrescamos el volumen a 10 C°, la humedad absoluta máxima correspondiente es 9.2 $\frac{gr}{m^3}$.

Pero en el estado inicial de 20 C° hemos calculado, que el volumen contiene 17.5 $\frac{gr}{m^3}$, que es también la humedad absoluta actual y que se conserva aún cuando refrescamos a 10 C°. La humedad relativa podemos calcular así:

$$U\% = \frac{\text{Hum. abs. actual}}{\text{Hum. abs. máxima}} \times 100 = \frac{17.5}{9.2} \times 100 = 190 \%$$

A 10 C°, este volumen no solamente está saturado (100%) como ha ocurrido con la temperatura de 20 C°, sino la humedad relativa es mayor de 100%. A este estado se le llama Sobresaturación.

Ahora bien, colocamos un poco de humo de cigarrillo en el aire sobre-sa-



turado. En el mismo instante, se forma una especie de niebla, el espacio está completamente lleno de un sin-número de muy pequeñas gotas de agua. Para poder formarse esta niebla, se debieran introducirlos llamados núcleos de condensación.

El mismo resultado podemos obtener con el volumen de aire saturado (100% humedad relativa) a 20 C° y con una humedad absoluta actual (= máxima) de 17.5 $\frac{\text{gr.}}{\text{m}^3}$.

El aire, comúnmente, contiene una cantidad considerable de partículas microscópicas e higroscópicas, que tienen cierta afinidad con el vapor de agua.

Si analizamos químicamente el agua de las nubes y las nieblas, descubriremos que la condensación se produce sobre núcleos de sodio (sal marina) y sobre varios sulfatos.

Se cree que la presencia de las diminutas partículas de sal marina se debe a la evaporación de la espuma de las olas en los océanos, cuyas gotitas, después de evaporarse, dejan tras sí las pequeñas partículas de sal que permanecen en el aire.

En los procesos de combustión, se produce dióxido de azufre, que luego en el aire se oxida, formando el trióxido de azufre, cuyas partículas representan una clase de núcleos altamente higroscópicos.

Resumiendo, podemos decir, que la sal marina y los productos de combustión conteniendo sulfatos representan los principales núcleos de condensación en la atmósfera. También las partículas de amoníaco (NH_3) y de yodo son núcleos de condensación. Según Junge, sirven como núcleos de condensación todas las partículas en el aire (aunque sin propiedad de higroscopia), y cuyos diámetros son entre 0.000 0001 - 0.004 mm. También los iones sirven como núcleos de condensación. Para poder apreciar la cantidad de núcleos en 1 cm³ de aire, estudiamos la siguiente tabla:

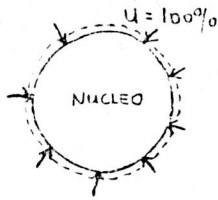
Lugar	Cantidad de núcleos en 1 cm ³
Mar	500
Tierra	5000
Tierra cubierta	50000
Ciudades	500000
Salones	5000000

Podemos concluir, que en ciudades y campos industriales, la condensación es más efectiva que en otros lugares. Por eso se observa formación de nieblas muy densas (Londres) en estos lugares.

b) El proceso de condensación.

Hay los rasgos esenciales, pues, indispensablemente necesarios para poder producirse el proceso de condensación, que son:

- 1) Saturación del aire (o algo sobre-saturado)
- 2) Núcleos de condensación.



Si el aire se enfría, a medida que se acerca a su saturación (Punto de Rocío), los núcleos de condensación comienzan a sustraerle agua. Luego, antes aún de haberse alcanzado el punto de saturación, todos los núcleos tienden a asumir un tamaño aproximadamente uniforme de 0.005 mm (calima). Dado que durante este proceso de precipitación forzosa de los núcleos de condensación, se libera el calor latente que contiene el vapor de agua, la temperatura del aire tenderá a aumentarse, y en consecuencia, éste resultará relativamente más seco. Para que el proceso continúe, será entonces necesario que el aire se enfríe lo suficientemente como para mantenerlo en un estado de ligero sobreenfriamiento, o dicho de otra manera, el enfriamiento debe compensar con exceso la liberación del calor latente, lo que trae consigo que el aire llega a su saturación y hasta su sobresaturación. A partir de este momento los núcleos de condensación pueden crecer libremente, llamándose este estado crecimiento voluntario de los núcleos, hasta que estos llegan a un tamaño de 0.005 mm, tamaño suficiente para poderse apreciar con los ojos, llamándose estos núcleos ahora gotitas de agua. El tiempo necesario para el crecimiento de los núcleos hasta formar gotas de agua, es de un promedio de 100 segundos, pudiéndose apreciar que pueden formarse rápidamente millones de gotas de agua en la atmósfera, el conjunto de ellos representa entonces una nube (o niebla).

A medida que los núcleos crecen hasta llegar al tamaño de gotitas de agua, aumenta su peso, tendiendo a descender. Pero basta una corriente ascendente de 10 cm. por segundo para que las gotitas queden suspendidas en el aire, corriente que continuamente existe (hasta de 10 m. por segundo) en los lugares de formación de nubes.

c) El proceso de precipitación.

Hemos visto, que durante el proceso de condensación se forman gotitas de agua de un diámetro de 0.005 mm, que parecen flotar en la atmósfera. Debe haber ahora en la atmósfera algunas actividades que permitan la formación de gotas de agua de mayor tamaño, cuyo peso sea mayor a la fuerza ascendente de la corriente para que puedan precipitarse.

Estas actividades son:

- 1) La coagulación de las gotitas de agua o la unificación de éstas según un plan, llamado la ley de gotas de igual tamaño. Pueden unificarse 2 gotitas solamente si éstas tienen el mismo diámetro.
- 2) El movimiento brown, o el movimiento en zig-zag de los gases en la atmósfera.
- 3) Turbulencia.
- 4) Diferencia en la velocidad descendente de gotas de diferente tamaño. (Las más pequeñas se unen entonces a las más pesadas).

Debido a todas estas actividades se forman entonces gotas de agua de tamaño de 0.5 mm, llamándose esta forma de precipitación llovizna, o aun más grandes hasta 5 mm, llamándose esta forma de precipitación de gotas de 0.5 mm. hasta 5 mm. de diámetro, lluvia.

80. LA SUBLIMACION

A temperatura muy baja de -15° , puede el agua también transformarse de vapor a hielo, sin pasar por el estado líquido. Es costumbre, en meteorología, llamar este proceso la sublimación, aunque esta aceptación de la palabra difiere de la que se le da en química.

Indispensablemente necesario para este proceso son los siguientes puntos:

- 1) Saturación del aire
- 2) Núcleos de sublimación (los mismos como para la condensación)
- 3) Temperaturas de -15° C: o más bajas.

Este proceso, en la atmósfera, puede ocurrir a grandes alturas de la atmósfera, donde la temperatura llega a ser -15° C (en el trópico alrededor 7000 metros de altura) o en zonas polares o templadas, donde se observan temperaturas tan bajas en la superficie de la tierra.

Cuando ocurre la sublimación a grandes alturas, se forma un velo de cristales de hielo, que observamos como nube llamada cirrus, cirrostratus, o cirrocúmulus. Hacemos hincapié, que estos tipos de nubes contienen solamente cristales de hielo.

En zonas polares (y aún templadas) pueden observarse, cuando las temperaturas son muy bajas, en días de cielo despejado, muy pequeños cristales de hielo, que despiden lentamente, llamándose éstos: Agujas de hielo.

81. LOS PROCESOS DE ENFRIAMIENTO DE LA ATMÓSFERA, QUE CONDUCE A LA SATURACION DEL AIRE, FACTOR INDISPENSABLEMENTE NECESARIO PARA LA CONDENSACION.

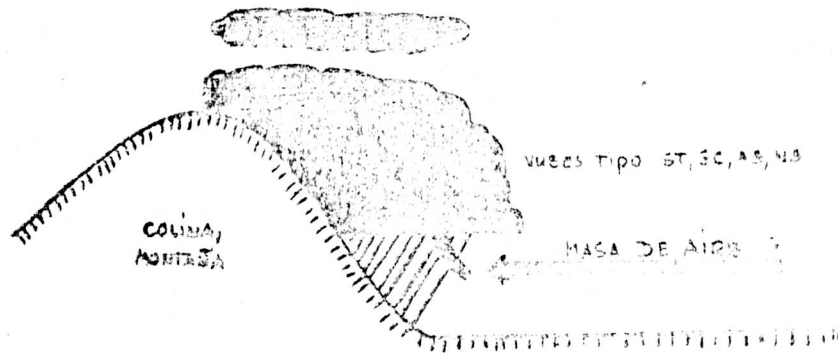
En NUESTRO EXPERIMENTO INICIAL, hemos enfriado un volumen de aire cerrado, para llevar éste a su estado de saturación, que es el factor indispensablemente necesario para la condensación. En la atmósfera, pues, existe una gran cantidad de procesos de enfriamiento, que explicamos seguidamente:

- 1) Enfriamiento de la atmósfera por deslizamiento forzoso del aire sobre:
 - a) Obstáculos geográficos.
 - b) Obstáculos meteorológicos (masas de aire)
- 2) Enfriamiento de la atmósfera por ascenso libre del aire (convección, térmica).
- 3) Enfriamiento de la atmósfera inferior o una capa húmeda de la atmósfera por irradiación.
- 4) Advección de aire cálido sobre superficies frías.
- 5) Advección de aire frío sobre superficies cálidas.
- 6) Mezclamiento de masas de aire frío con masas de aire cálido.
- 7) Expansión adiabática del aire.

Consideramos seguidamente cada uno de los puntos:

1 a) Enfriamiento de la atmósfera por deslizamiento forzoso sobre obstáculos orográficos

Cuando una masa de aire en movimiento choca contra una colina o montaña (barlovento), está forzosamente debe deslizarse por las vertientes, enfriándose adiabáticamente, llegando a cierta altura al estado saturado (cuando la temperatura ha disminuido hasta el punto de rocío), se condensa el vapor de agua, formando nubes de tipo Stratus, Stratocúmulos y Altostratus, que se precipitan.



Este fenómeno de nubes, llamado "orográfico" por su proceso de formación, es frecuente en los barloventos de las montañas (barlovento = expresión marina que indica aquel lado del barco donde cega el viento).

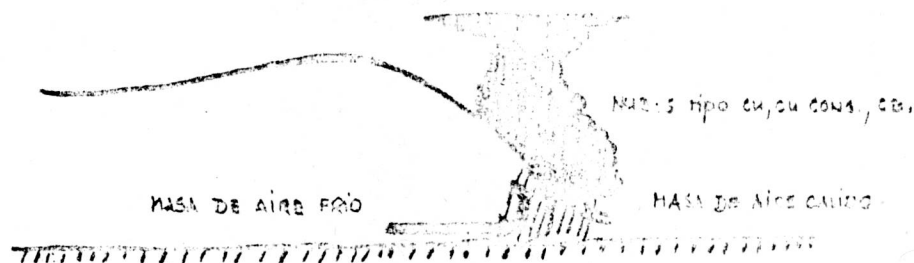
En el sotavento, porque el aire se ha secado por condensación y precipitación, sopla entonces el viento "fresco" y el cielo es despejado.

1 b) Enfriamiento de la atmósfera por deslizamiento forzoso sobre obstáculos "meteorológicos" (masas de aire).

Sabemos ya que existen diferentes zonas con aire muy frío (zonas polares) y aire cálido (zonas tropicales), y también hemos anotado; que el aire frío, por su mayor densidad, pesa más que el aire cálido. Extensas zonas de la atmósfera con temperaturas muy bajas forman entonces masas de aire frío o masas de aire cálido.

1) Frénte frío.

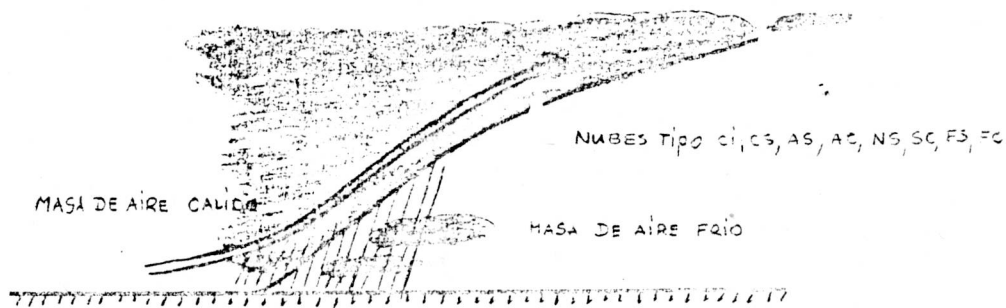
A causa de las corrientes de aire chocan, por ejemplo, una masa de aire frío con otra de aire caliente, que marcha lenta, con menor velocidad que aquella. El avance de la masa de aire frío tiene la forma de un cono, cuya base está en el suelo. La línea de límite en la altura



ra formada entre ambas masas de aire presenta una pronunciada pendiente y constituye el frente frío. La masa de aire frío, por su mayor densidad o peso que la masa de aire caliente, levanta la última, penetrando en ella, lo que trae consigo que el aire caliente deba deslizarse - forzosamente sobre la vertiente del cono de masa de aire frío. La masa de aire cálido es obligada a subir y se enfría adiabáticamente hasta que la temperatura sea igual a la del punto de rocío, lo que significa saturación del aire y por condensación se forman nubes de tipo Cúmulus, Cúmulus congestus y cúmulunimbus y la precipitación es de tipo chatarrón.

ii) Frente cálido.

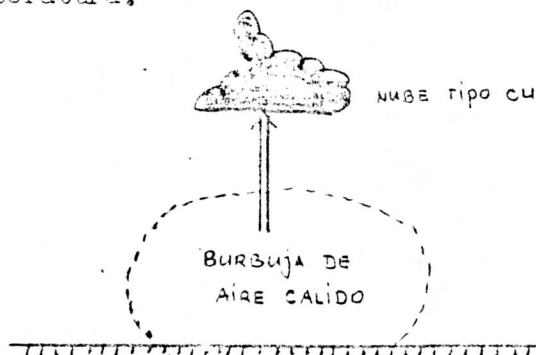
Una corriente de masa de aire cálido y de mayor velocidad, se superpone a una masa de aire frío de menor velocidad.



El aire cálido, por su menor densidad, está obligado a deslizarse sobre la "vertiente" de la masa de aire frío, se enfría adiabáticamente hasta la temperatura de saturación, se condensa el vapor de agua y se forman nubes de tipo Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Altocúmulus, Nimbostratus, Fractostratus y Fractoscúmulus. La precipitación es de tipo llovizna, lluvia (y nieve, según las temperaturas). La línea límite en la altura formada entre ambas masas de aire presenta también una pendiente y constituye el frente cálido

2) Enfriamiento de la atmósfera por ascenso libre del aire (convección térmica)

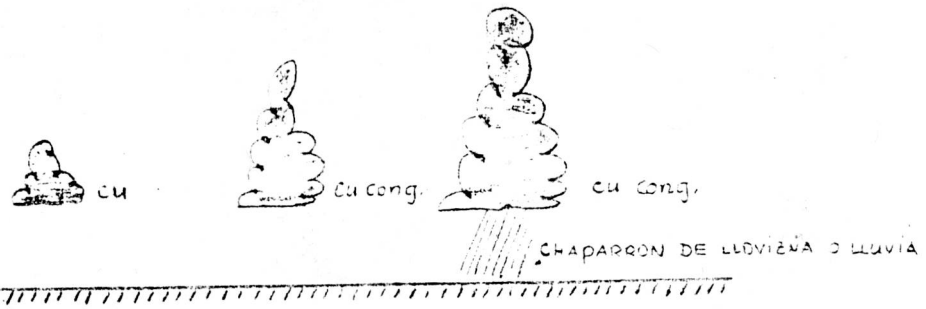
Al hablar de la convección (vea aparte 19) hemos considerado que las burbujas de aire cálido, formadas directamente sobre la superficie de la tierra, por tener menor densidad que los alrededores (principio de Arquímedes) empiezan a ascender libremente. Hemos llamado este proceso la convección o la térmica, porque el fenómeno está causado por diferencias en temperatura.



Al ascender el aire, se enfría adiabáticamente, llegando la cantidad de vapor de agua actual, que se conserva en el ascenso, hasta la máxima cantidad que puede contener aire a una temperatura determinado, el ai-

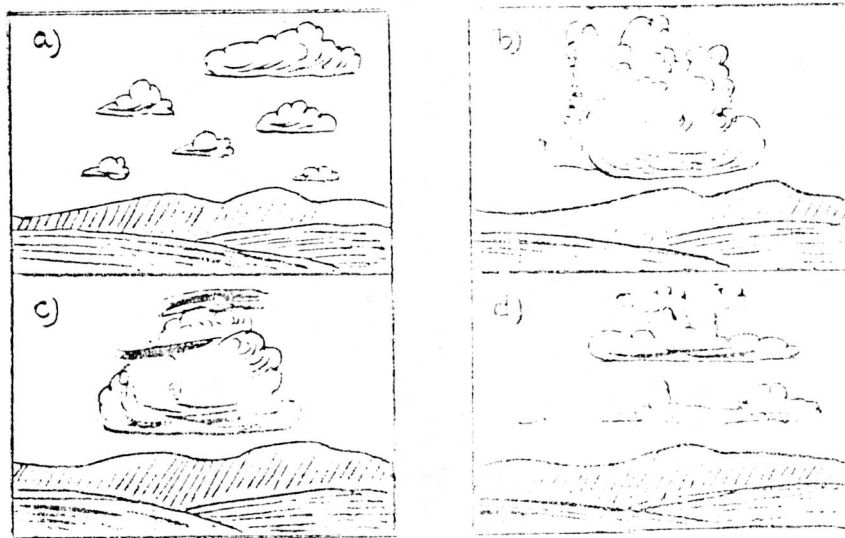
re entonces es saturado y por condensación se forman nubes de tipo Cúmulus humilis (Cúmulus de buen tiempo)

En el transcurso del día, por mayor convección, este pequeño Cúmulus está desarrollándose verticalmente, formando una nube de tipo Cúmulus Congestus.



Del Cúmulus congestus pueden precipitarse gotas de agua. Este tipo de precipitación de corta duración, porque el Cúmulus tiene escasa extensión, se llama chaparrón de llovizna o lluvia (ambos tipos ocurren en Venezuela) y de intensidad ligera, que comienza y termina en forma repentina, debido a la rápida transición entre corriente ascendente y descendente.

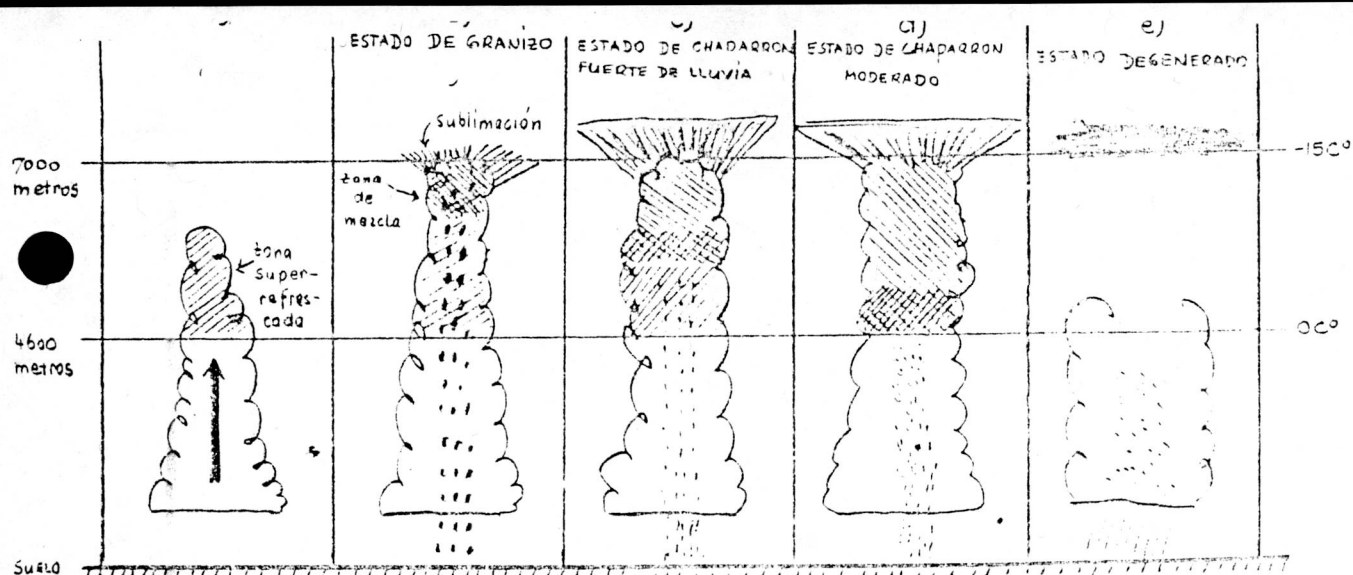
Formas de Cúmulus y Cúmulus congestus.



- a) Cúmulus de buen tiempo
- b) Cúmulus congestus
- c) Cúmulus congestus con "capuchón" (con fino velo sedoso)
- d) Strato-cúmulus provenientes de Cúmulus degenerados. (Stratocúmulus vespertalis).

Oportunamente cuando el aire es inestable y en días de mucha radiación solar, el Cúmulus congestus alcanza alturas mayores del nivel 0 C° (que es en el trópico de 4600 metros aproximadamente).

En figura a) podemos apreciar que en este estado del desarrollo de la nube, las gotitas de agua arrastradas por las corrientes de aire hacia altas alturas, se encuentran en zonas de temperaturas bajo 0 C°, y aún pueden quedarse en estado líquido. Este estado de las gotas de agua



con temperaturas bajo 0 C° se llama "estado superrefrescado" y la zona rayada en figura a) la "zona superrefrescada" de la nube.

Llegado el momento, en el cual la nube alcanza alturas con temperaturas de -15 C° (en el trópico esta altura es de 7000 metros aproximadamente), comienza el proceso de sublimación. Se producen cristales de hielo que forman una nube de cristales de hielo, llamado Cirrus nothus. El conjunto de la nube con desarrollo vertical, el Cúmulus congestus, y el Cirrus nothus forman el estado inicial de la nube llamada "Cumulonimbus".

Los cristales de hielo lentamente caen hacia abajo, chocando en la parte superior de la zona "superrefrescada" con las gotitas superrefrescadas, formándose por unificación y congelación rápida de estas gotas con los cristales de hielo copos de nieve, granizo blando (pequeños alifos esféricos de hielo esponjoso, blando y opaco de diámetro de 2-5mm) o granizo duro (granos de agua congelada; semitransparentes, redondos o algunas veces cónicos, con un diámetro aproximado de 2-5 mm, que generalmente están constituidos por un núcleo de granizo blando).

En el transcurso del crecimiento del diámetro de granizo, aumenta su peso, hasta que se forman trozos de hielo frecuentemente esféricos, cuyo diámetro varía de 5 a 30 mm, y en algunos casos aún más. La fuerte corriente ascendente en la nube no puede contrarrestar más el peso del pedrisco (como se llaman estos trozos grandes de hielo), y entonces se precipitan hacia el suelo como chaparrón de pedrisco o granizo. Este estado del Cúmulonimbus se llama también estado de granizo de la nube (figura b).

El Cirrus nothus rápidamente se extiende sobre el cielo y obtiene la forma típica de un yunque. La zona de mezcla entre cristales de hielo y gotitas superrefrescadas crece hacia abajo, mientras el espesor de la zona superrefrescada disminuye, lo que significa, que no pueden formarse granizo y pedrisco de tan gran tamaño, y que tienen tiempo suficiente de fundirse durante su descenso en la parte de la nube donde las temperaturas son mayor de 0 C°. Empieza entonces el estado del chaparrón fuerte de lluvia que aún puede ser mezclado con algún granizo o pedrisco.

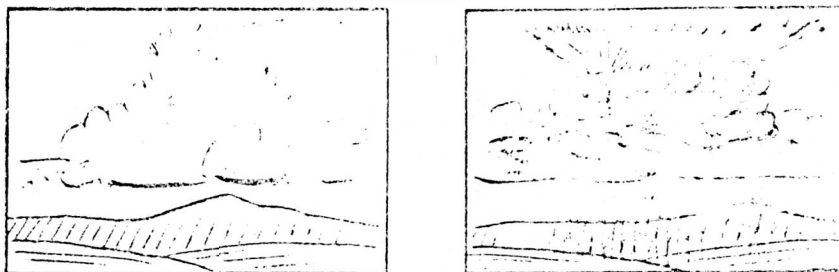
Vea figura c).

A medida que la zona de mezcla se acerca al Nivel 0 °, disminuye el tamaño del granizo blando formado, cesa entonces el chaparrón fuerte para ser reemplazado por chaparrón moderado. (Estado del chaparrón moderado de la nube . Vea figura d).

La nube entonces, rápidamente se degenera registrándose lluvia leve que pronto cesa (Estado degenerado de la nube , vea figura e).

El tiempo ocurrido entre estado inicial y estado degenerado de la nube Cúmulonimbus apenas llega a un cuarto de hora.

Formas de Cúmulonimbus



Las nubes CU, Cu cong y CB, por su formación, se llaman también "nubes convectivas" ó nubes de desarrollo vertical.

Los Cúmulonimbus formados dan lugar a las tormentas (eléctricas), cuya génesis puede resumirse en la siguiente descripción:

La velocidad con que caen las gotas de lluvia depende de su tamaño. Para las gotas de un diámetro superior a 5 mm, la velocidad de caída excede al valor de 8 m/seg, y entonces las gotas se desintegran, formando gotitas más pequeñas que caen con menor velocidad.

Lo mismo sucederá, si las corrientes ascendentes en un Cúmulonimbus adquieren una velocidad superior a dicho valor, las gotitas pequeñas que resultan de la desintegración de las grandes, serán entonces llevadas a mayores alturas. Pero las corrientes verticales en los CB, no son estacionarias, sino que su intensidad fluctúa en forma irregular, de modo que las gotas pueden subir y caer, creciendo y desintegrándose repetidas veces.

Ahora bien, al desintegrarse una gota, se separa la electricidad negativa de la positiva; el aire que asciende arrastra con él una carga negativa, mientras que las gotas hacen lo propio con una carga positiva. Si los procesos de desintegración de las gotas se repiten varias veces, quedan así acumuladas considerables cargas eléctricas en la nube. Seguramente juega un gran papel en la acumulación de la electricidad también el llamado efecto Zeeman, produciéndose cierta electricidad por "fricción" entre las gotitas de agua. Cuando la acumulación

de electricidad en la nube ha alcanzado cierto valor, se produce el "corto-circuito" entre nube y tierra, se produce una chispa llamada relámpago, que trae consigo el trueno. (ruido del corto-circuito). - Observándose también descargas entre diferentes partes de las nubes (fucilazos).

Una tormenta en pleno desarrollo es acompañada de fuertes ráfagas de vientos, lluvia o granizada intensa y descargas eléctricas con truenos.

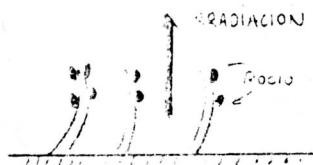
Durante la fase preliminar, en que la tempestad se acerca al lugar de observación, el viento arrecia, soplando en dirección al sector desde el cual se aproxima la tormenta (ráfagas de tormenta).

Cuando la nube ha llegado al cenit, el viento cambia su dirección, soplando ahora desde la zona céntrica hacia afuera. En este momento se registra también un brusco ascenso de la presión atmosférica, que puede llegar a algunos milibares, mientras que en la fase anterior la presión había descendido.

Las ráfagas que a menudo acompañan el paso de una tormenta, pueden ser de tal intensidad que arrastren árboles, etc.

3) Enfriamiento de la atmósfera inferior o una capa húmeda de la atmósfera por irradiación.

a) Rocío



Es particularmente intenso el enfriamiento del aire cerca del suelo en las noches de calma y con cielo despejado. El enfriamiento del aire mismo está causado por la irradiación de la tierra. Especialmente cerca de los puntos de las hojitas de la grama, el enfriamiento es tan grande que la temperatura baja rápidamente hasta el punto de rocío correspondiente, y por consiguiente se condensa el vapor de agua, depositándose sobre las hojitas. Este fenómeno se llama rocío. Según la irradiación de la superficie de la tierra, (también sobre los techos de los carros), se forma rocío de variable intensidad. El rocío es también una

forma de precipitación, y pertenece entonces a los hidrometeoros. En Santa Elena de Uairén, por ejemplo, anualmente se registra entre 15-20 mm de rocío.

b) Escarcha

Cuando el enfriamiento del suelo es por debajo de cero centígrados, el vapor de agua se depositó, produciéndose sublimación, en forma de cristales de hielo de aspecto lechoso, llamándose este fenómeno "escarcha".

c) Niebla baja y niebla. (Niebla de irradiación)

La influencia que el enfriamiento del terreno producido por irradiación, ejerce sobre la temperatura del aire es de importancia, ya que llega la disminución al valor de 1 C° por hora. Cuando

5) Advección de aire frío sobre superficies cálidas. (Niebla de vapor)

En ciertas oportunidades se observan también nieblas, que deben su origen al contacto de masas de aire frío con una superficie de agua cuya temperatura supera considerablemente a la del aire. A causa de la gran diferencia de temperatura la evaporación del agua en este caso es intensísima y el agua desprende considerables cantidades de vapor, que en el aire se condensa momentáneamente por enfriamiento y se convierte en niebla, (llamado "vapor marino ártico").

6) Mezclamiento de masa de aire frío con cálido.

En la zona de límite entre una masa de aire frío y otra cálido, por mezcla entre ambas, puede formarse también por enfriamiento y la condensación producida, niebla, llamada niebla de mezclamiento, que oportunamente se observa en la zona de los frentes cálidos. Actuando por sí sólo, es de mucha importancia, siendo además contrarrestado su efecto por el mezclamiento vertical.

7) Expansión adiabática del aire.

Cuando una masa de aire avanza hacia zonas de baja presión, por disminución de la presión puede expandirse entonces adiabáticamente y formar oportunamente nubes o nieblas.

82. LA CLASIFICACION DE LAS NUBES.

El conocimiento de las nubes es una de las cuestiones más importantes de la ciencia meteorológica, cuyo continuado estudio ha significado no sólo el establecimiento de ciertas leyes y una adecuada clasificación, sino también que, en razón de sus formas y origen, se ha llegado a fundar teorías importantes sobre la evolución del estado del tiempo.

Al hablar del vapor de agua hemos dicho, que era el agente dinámico más importante que existe en la atmósfera. Las nubes son la expresión más pura del desarrollo de tal dinamismo, con todos sus varios procesos de formación, por las precipitaciones a que dan lugar, como a su desaparición por nueva evaporación.

Todas las nubes, sin excepción, son producidas por enfriamiento del aire que contiene vapor de agua, y la forma como se produce tal enfriamiento, depende de una serie de procesos que ya hemos descrito; luego, todas las nubes, en sus distintas formas, son manifestaciones de condensación que se efectúa en el espacio libre. Entre niebla y nubes no existe diferencia especial, pero la primera está en contacto directo con la superficie de la tierra y la otra en la altura.

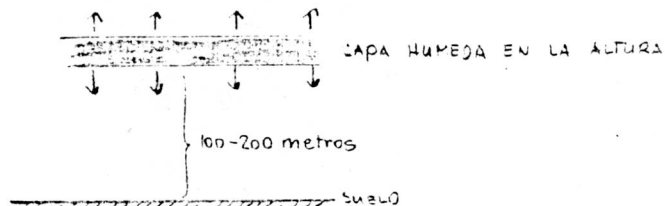
El conjunto de gotas de agua de la condensación, es, pues, lo que da la mayor parte de la opacidad o turbiedad del aire, adoptando distintas formas, según sea el origen de aquélla, y constituyendo nubes de aspectos definidos, unas veces nubes de gotitas de agua, o discontinuo o indefinido

este enfriamiento alcanza mayores alturas (2-3 metros), el vapor de agua se condensa no solamente sobre la superficie directa de la tierra, sino en toda la capa enfriada, formándose así niebla baja (altura 2 metros) ó niebla entera, que en ciertas condiciones puede alcanzar un espesor - hasta 500 metros.

Las condiciones que favorecen la formación de la niebla de radiación son entonces: un cielo despejado, calma o muy reducida velocidad del viento, y una humedad relativa elevada. La formación de niebla de radiación es particularmente frecuente en las masas de aire de origen marítimo que se detienen sobre un continente frío.

1) Niebla alta o Stratus.

Puede ocurrir que en cierta altura sobre el suelo, 100 metros o 200 metros, se encuentre una capa atmosférica muy húmeda, que esté relacionada con una inversión de temperatura. En noches de calma y con cielo despejado existe entonces cierta irradiación de calor latente hacia arriba y abajo, enfriándose la capa húmeda, hasta que la temperatura es igual al punto de rocío, produciéndose condensación y se forma una especie de niebla alta; llamada este tipo de nube: STRATUS (ST). En el transcurso de su formación esta niebla alta crece hacia abajo para alcanzar ocasionalmente la superficie de la tierra (entonces es niebla).



4) Advección de aire cálido sobre superficies frías. (Niebla advectiva).

La rapidez con que enfría una masa de aire que avanza sobre una superficie fría, depende de la diferencia de temperatura entre ambas. En casos extremos puede registrarse un enfriamiento de 2 °C por hora.

Resulta que los vientos más propicios, con que avanza aire cálido sobre superficie fría, para la formación de niebla advectiva, son entre 8 y 24 kmh. Dichas velocidades favorecen el enfriamiento del aire cálido sobre superficie fría, formándose niebla, la cual por turbulencia, en ciertos casos puede alcanzar alturas hasta 1000 metros.

Es muy común observar niebla advectiva sobre tierra, cuando en invierno una masa de aire marítimo invade un continente frío.

Sobre mar las nieblas advectivas, con frecuencia se forman sobre las corrientes oceánicas frías (por ejemplo la del Labrador) durante la advección de aire cálido. También es frecuente observarlas en invierno a lo largo de la Costa del Golfo de México, donde son originadas por las aguas frías que el Misisipi transporta hacia el Sur. También las nieblas, que se forman cerca de la ISLA MARGARITA, son producidas por advección de aire cálido y húmedo sobre mar relativamente frío, que sube del fondo del mar.

5) Advección de aire frío sobre superficies cálidas. (Niebla de vapor)

En ciertas oportunidades se observan también nieblas, que deben su origen al contacto de masas de aire frío con una superficie de agua cuya temperatura supera considerablemente a la del aire. A causa de la gran diferencia de temperatura la evaporación del agua en este caso es intensísima y el agua desprende considerables cantidades de vapor, que en el aire se condensa momentáneamente por enfriamiento y se convierte en niebla, (llamado "vapor marino ártico").

6) Mezclamiento de masa de aire frío con cálido.

En la zona de límite entre una masa de aire frío y otra cálido, por mezcla entre ambas, puede formarse también por enfriamiento y la condensación producida, niebla, llamada niebla de mezclamiento, que oportunamente se observa en la zona de los frentes cálidos. Actuando por sí sólo, es de mucha importancia, siendo además contrarrestado su efecto por el mezclamiento vertical.

7) Expansión adiabática del aire.

Cuando una masa de aire avanza hacia zonas de baja presión, por disminución de la presión puede expandirse entonces adiabáticamente y formar oportunamente nubes o nieblas.

82. LA CLASIFICACION DE LAS NUBES.

El conocimiento de las nubes es una de las cuestiones más importantes de la ciencia meteorológica, cuyo continuado estudio ha significado no sólo el establecimiento de ciertas leyes y una adecuada clasificación, sino también que, en razón de sus formas y origen, se ha llegado a fundar teorías importantes sobre la evolución del estado del tiempo.

Al hablar del vapor de agua hemos dicho, que era el agente dinámico más importante que existe en la atmósfera. Las nubes son la expresión más pura del desarrollo de tal dinamismo, con todos sus varios procesos de formación, por las precipitaciones a que dan lugar, como a su desaparición por nueva evaporación.

Todas las nubes, sin excepción, son producidas por enfriamiento del aire que contiene vapor de agua, y la forma como se produce tal enfriamiento, depende de una serie de procesos que ya hemos descrito; luego, todas las nubes, en sus distintas formas, son manifestaciones de condensación que se efectúa en el espacio libre. Entre niebla y nubes no existe diferencia especial, pero la primera está en contacto directo con la superficie de la tierra y la otra en la altura.

El conjunto de gotas de agua de la condensación, es, pues, lo que da la mayor parte de la opacidad o turbiedad del aire, adoptando distintas formas, según sea el origen de aquélla, y constituyendo nubes de aspectos definidos, unas veces nubes de gotitas de agua, o discontinuo o indefinido

otras veces (nubes de cristales de hielo). Pero siempre respondiendo a una determinada clasificación según la altura a que están suspendidas.

Las gotas se mantienen en suspensión en la atmósfera, siempre que su peso no exceda al que le opone la resistencia del aire.

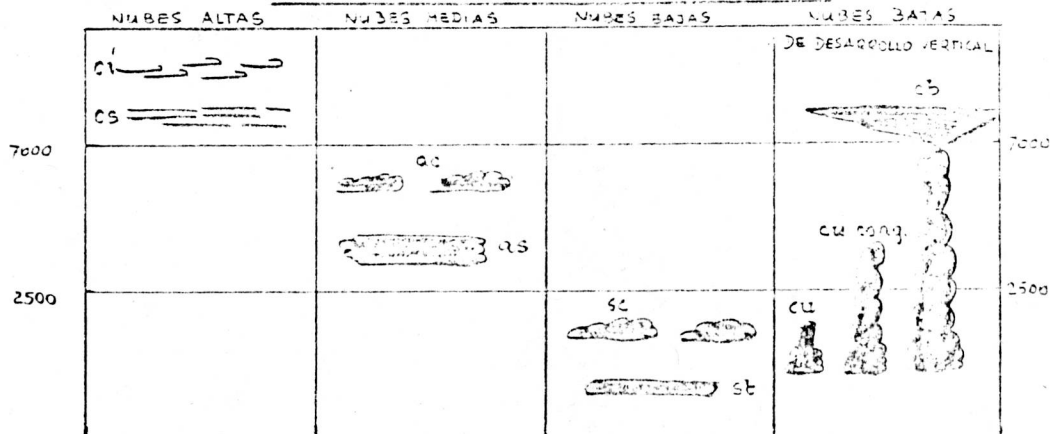
Se conocen varias clasificaciones de nubes. Todas ellas tienen entre sí un mismo origen que responde a su sistema de organización y a sus formas.

En el cuadro que insertamos, puede apreciarse la clasificación internacional de los 10 principales tipos de nubes. Los géneros están dispuestos en grupos (familias), de acuerdo con la altura sobre el suelo.

Clasificación de las nubes:

Denominación	Abreviatura	Altura
Cirrus Cirro-Stratus Cirro-Cúmulus	CI CS CC	nubes altas, encima de 7000 m
Alto-Stratus Alto-Cúmulus Nimbostratus	AS AU NS	nubes medias, entre 2500- 7000 metros
Strato-Cúmulus Stratus	SC ST	nubes bajas, entre suelo y 2500 m
Cúmulus Cúmulonimbus	CU CB	nubes bajas, de desarrollo ver- tical. base entre suelo y 2500 m, cima puede al- canzar gran altura.

ESQUEMA DE SIMBOLIZACIÓN GRÁFICA DE LAS NUBES



Para observación de las nubes y su clasificación sirve el "ATLAS INTERNACIONAL de las nubes" y Folleto II "La observación meteorológica". Para la codificación de éstas vea Folleto I "Códigos meteorológicos".

Dentro de los tipos anteriores pueden encontrarse las siguientes subdivisiones:

Lenticulares: Son nubes alargadas en forma de lentes.

Mammatus: Son nubes en cuya base inferior se forman bolsas o mamas.

Ondulatus: Son nubes compuestas de elementos alargados, estrías o bandas paralelas entre sí y se parecen al oleaje del mar.

Radiatus: Son nubes compuestas de bandas semiparalelas que por efectos de perspectiva parecen converger hacia un punto del horizonte.

Castellatus: Son nubes a gran altura, cuyo borde inferior es plano, y la cima presenta un aspecto alargado y globuloso, semejando construcciones o formas de castillos.

83. ALTURA, MOVIMIENTO DE LAS NUBES, Y NUBOSIDAD.

a) Altura.

De acuerdo con la clase de nubes es fácil poder establecer si son altas, medias o bajas; pero lo que resulta difícil es apreciar su altura exacta.

Los métodos usuales para obtener la altura de la base de las nubes sobre el suelo son:

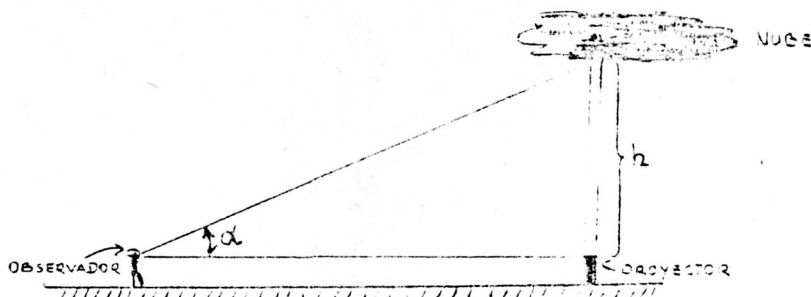
- 1) Medición por medio de globos especiales.
- 2) Medición por proyector e instrumentos ópticos
- 3) Estimación visual.

El método más usado para la determinación de ellas es el denominado "estimación visual". Este método requiere una regular experiencia.

Otro método, de uso en los grandes aeropuertos internacionales, y en la noche, es la medición por proyector e instrumentos ópticos.

Un proyector instalado verticalmente, ilumina la base de las nubes más bajas. El observador, que tiene una distancia horizontal fija del proyector, mide por medio de un sextante simple el ángulo α (ángulo entre vector observador \rightarrow proyector y vector observador \rightarrow punto iluminado de la nube) y por medio de funciones trigonométricas puede calcularse la altura de la base de la nube sobre el suelo.

El tercer método es la medición por medio de globos especiales y se



usa durante el día. Un globo pequeño, que por ejemplo tiene una velocidad ascensional de 10 metros por segundo, necesita 20 segundos entre el lanzamiento hasta entrar y desaparecer en la base de la nube. La altura de la base de las nubes se calcula en multiplicar el tiempo 20 segundos con la velocidad ascensional de 10 m/seg = 200 metros.

La altura media de la base de las nubes bajas en Venezuela es generalmente entre 600 - 1000 metros sobre el suelo.

La altura de las nubes bajas se modifica durante el día y aparece una variación diurna. Su causa es la oscilación diaria de la temperatura y la humedad. Aumenta las alturas desde la mañana hasta al atardecer y disminuyen luego durante la noche.

El espesor de las nubes, en general, es sumamente variable. En el trópico, por lo general, los diferentes tipos de nubes tienen el siguiente espesor:

tipo	espesor
CU	500 metros
CU congestus	2000 "
CB	7000 "
Stratocumulus	200-300 metros
Alto cúmulus	200-300 metros

b) Movimiento

La dirección y velocidad de las nubes es sumamente importante, y se observa con el nefoscopio (espejo de nubes,) vea aparte el manual y folleto IV "Instrumentos meteorológicos".

c) Nubosidad.

Conocidas, pues las clases de nubes presentes en el cielo y distribuidas por capas, corresponde, entonces, clasificar la cantidad de cielo cubierto.

Se designa con el nombre de grado de nubosidad total, a la fracción de cielo cubierto en un momento dado, cualquiera que sea la naturaleza de las nubes. Esta nubosidad total se estima entre 0-3 octavos, correspondiendo 0 al cielo completamente despejado y 3/8 al cubierto en su totalidad. La cantidad 4/8, por ejemplo, indica que la mitad del cielo está cubierto.

Se emplea también la clasificación de la nubosidad baja en octavos,

que es de gran importancia para la aviación.

Octavos.	Explicación
0/8	= despejado
1/8	= casi despejado
2-4/8	= parcialmente nublado o nubosidad parcial.
5-7/8	= nublado
8/8	= cubierto

Los pilotos americanos usan referente a la nubosidad baja, otra clasificación más fácil. Ellos distinguen entre

- 1) techo ilimitado (ceiling unlimited)
- 2) techo (ceiling)

El "techo" significa que más de la mitad del cielo (4/8) está cubierto con nubes bajas.

"Techo ilimitado" significa que hay menos de 4/8 de nubes bajas.

EL LOS HIETOMETEOROS.

El resultado inmediato del proceso de condensación y sublimación se hace visible en forma de nubes o niebla que están constituidas por numerosas gotitas microscópicas de agua o de cristal de hielo.

En ciertas condiciones especiales, que ya hemos estudiado, estas gotitas o cristales de hielo crecen y forman gotas más grandes, copos de nieve o granos de granizo, que caen por el aire, llamándose todos estos fenómenos "los hidrometeoros".

Las diferentes formas de hidrometeoros representan para el meteorólogo una valiosa fuente de información acerca de los procesos físicos que tienen lugar en la atmósfera. Por esta razón, se ha establecido una clasificación de las precipitaciones, que es la siguiente:

Lluvia: 0

Precipitación y gotas de agua líquida relativamente dispersa. En general el diámetro de las gotas es mayor de 0.5 mm. La lluvia se observa generalmente con nubes de tipo Sc, As, Ns.

Intensidad.

⑦ Lluvia débil, gotas individuales fácilmente de identificar. El suelo está mojado completamente en 2 min. La máxima cantidad en 5 min. es de 0.2 mm. En una hora la cantidad es entre lluvia inapreciable hasta 2.5 mm.

⑧ Lluvia moderada, gotas individuales no se pueden apreciar exacta-

mente. En 5 min. la máxima cantidad es entre 0.2 á 1.0 mm. En una hora se puede recoger 2.5 mm á 7.5 mm.

② Lluvia fuerte. Gotas individuales imposible poder apreciarlas. En 5 min. la máxima cantidad es mayor de 1 mm. En una hora se recojen más de 7.5 mm de precipitación.

Llovizna. 9

Precipitación bastante uniforme formada exclusivamente de pequeñísimas y muy numerosas gotitas de agua líquida, de diámetro inferior a 0.5 mm, las que parecen casi flotar en el aire y que por tanto permiten observar hasta los más débiles movimientos de las mismas. Llovizna generalmente está relacionada con nubes tipo Sc, St.

Intensidad.

9^o Llovizna débil. En una hora se recoge entre inapreciable hasta hasta 0.2 mm.

9¹ Llovizna moderada. En una hora se recoge entre 0.2 hasta 0.5 mm

9² Llovizna fuerte. En una hora se recoge más de 0.5 mm. En el trópico las lloviznas ocurren frecuentemente en forma de chaparrones de lloviznas.

Llovizna con niebla. 9

La llovizna es acompañada de niebla. La visibilidad es menor de 1 km.

Nieve. *

Precipitación en estado sólido, en forma de cristales generalmente geométricos (ramificados, estrellados, etc.) y que a las temperaturas no muy bajas suelen agruparse en copos. Diámetro 1 a 2 cm. Las nubes son de tipo As, Ns, Sc.

Intensidad.

*^o Nieve débil, visibilidad mayor de 1000 mts hasta 6 km.

*¹ Nieve moderada, visibilidad 500-1000 mts.

*² Nieve fuerte, visibilidad menor de 500 mts.

Agua-nieve. *

Precipitación simultánea de agua con nieve. Nieve fundiéndose o nieve mezclada con lluvia.

Nieve granulada. *

Bolas opacas de estrellas de hielo, diámetro 1 á 5 mm rompiéndose al caer al suelo. Temperatura del aire alrededor de 0 C°, frecuentemente con nieve.

Agujas de hielo. ←

Cristales de hielo pequeños, en forma de escamas o bastoncillos, que parecen flotar en el aire. Se hacen visibles especialmente cuando brillan al sol, y se producen principalmente con frío intenso.

Lluvia helada. ~

Lluvia o llovizna congelándose al caer al suelo.

Granizo (blando) Δ Granos blancos y opacos, redondos o rara vez cónicos, con

un diámetro aproximado de 2 á 5 mm, cuya estructura se parece a la nieve, - estos granos son quebradizos y fáciles de aplastar y cuando caen sobre el - suelo duro, rebotan y a menudo se rompen.

Granizo (duro). Δ

Granos de agua congelada, semitransparentes, redondos o algunas veces cónicos, con un diámetro aproximado de 2 á 5 mm. Generalmente están consti- tuídos por un núcleo de granizo blando, envuelto de muy delgada capa de - hielo, la que le dá un aspecto satinado. No son fáciles de aplastar ni que- brar, y cuando caen sobre una superficie dura generalmente no rebotan ni - se rompen. Suelen caer acompañados por lluvia y generalmente provienen de un Cb.

Pedrisco. Δ

Pedriscos de hielo frecuentemente de forma esférica cuyo diámetro varía entre 5 á 50 mm. y en algunos casos aún más, que caen, ya aisladamente, o - juntos en pedazos más grandes e irregulares. Están constituidos, o bien to- talmente de hielo transparente, de capas transparentes de por lo menos 1 m m. de espesor, que alternan con capas opacas cuya estructura se asemeja a - la nieve. Caen casi exclusivamente durante tormentas lentas o prolongadas.

Nirga. ☉

Es precipitación que no llega al suelo a causa de evaporación de las gotas de agua, en la atmósfera.

Chaparrón de lluvia o llovizna. ☼

Precipitación asociada con nubes de tipo Cu, Cu CONGESTUS, Cb. Inten- sidad variando momentáneamente. Los chaparrones comienzan y terminan brusca- mente. Puede ocurrir que la precipitación no cese completamente entre los chaparrones porque los espacios entre las nubes tipo Cu o Cb son muy peque- ños. Se nota después un cambio del color de las nubes entre color oscuro y claro.

Intensidad.

☼⁰ Chaparrón débil, precipitación en 5 min. hasta 2.5 mm.

☼¹ Chaparrón moderado, precipitación en 5 min. 2.5 á 7 mm

☼² Chaparrón fuerte, precipitación en 5 min. mayor 7.5 mm.

Chaparrón de nieve. ☼

Chaparrón en forma de nieve pero asociada con nubes de tipo Cu, Cu CON- GESTUS, Cb, Intensidad variando momentáneamente. Los chaparrones comienzan y terminan bruscamente. Puede ocurrir que la precipitación no cese completamen- te entre 2 chaparrones porque los espacios entre las nubes de tipo Cu y Cb - son muy pequeños. Pero entonces hay cambios entre nubes oscuras y claras.

Intensidad

☼⁰ Chaparrón débil, visibilidad mayor 1000 mts.

☼¹ Chaparrón moderado, visibilidad 500-1000 mts.

☼² Chaparrón fuerte, visibilidad menor 500 mts.

Chaparrón de agua-nieve. ☼

Precipitación de gotas de agua mezclada con nieve en forma de chaparrón.

Chaparrón de granizo. ☼

Precipitación en forma de granizo o pedrisco. Muchas veces acompañada con gotas de agua.

Chaparrón de nieve granulada. ☼

Precipitación en forma de nieve granulada.

Rocío. α

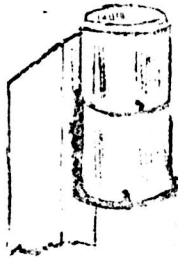
Pequeñas gotas de agua sobre las superficies especialmente horizontales, que se han formado a consecuencia de la condensación del vapor de agua en la capa inmediata encima del suelo, la cual se refresca por irradiación en la madrugada y especialmente en las horas alrededor de la salida del sol.

Escarcha. α

Cristales livianos de hielo en forma de escamas, agujas e c, que se forman por el paso directo del agua en estado de vapor al estado sólido (sublimado) por un proceso similar al de formación de rocío.

85. LA MEDICION DE LA PRECIPITACION

La cantidad de lluvia caída es un dato de mucho interés no sólo como valor climático, sino también por los beneficios que su conocimiento reporta a la agricultura, industria en general, motivo por el cual se lleva un riguroso registro de ella.

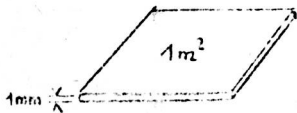


Esta se mide por medio de unos recipientes metálicos llamados pluviómetros: Su misión es medir, en milímetros, la altura del agua caída en un tiempo dado, Suponiendo que la tierra fuera impermeable y que la evaporación no existiera, se dice que ha caído 1 mm. de precipitación, cuando sobre un metro cuadrado de tierra la altura alcanzada por la lluvia fuera 1 mm. (siempre suponiendo que la tierra fuera impermeable y que la evaporación no existiera).

El volumen del agua caída puede calcularse entonces al multiplicarse el área ($1m^2 = 10000\text{ cm}^2$) por la altura (1 mm. = 0.1 cm) y será el siguiente:

$$\text{Volumen} = 10000\text{ cm}^2 \times 0.1\text{ cm} = 1000\text{ cm}^3 = 1\text{ litro.}$$

La medida de 1 mm. de precipitación corresponde entonces a 1 litro de agua sobre 1 m^2 :



En el registro de la precipitación, para poder observar la hora de comienzo y término de la lluvia y poder calcular la intensidad, fueron ideados los pluviógrafos. Vea Folleto III, "Instrumentos Meteorológicos".

Las observaciones de precipitación con el pluviómetro, se hacen internacionalmente cada 24 horas, entre las 7 y 8 de la mañana.

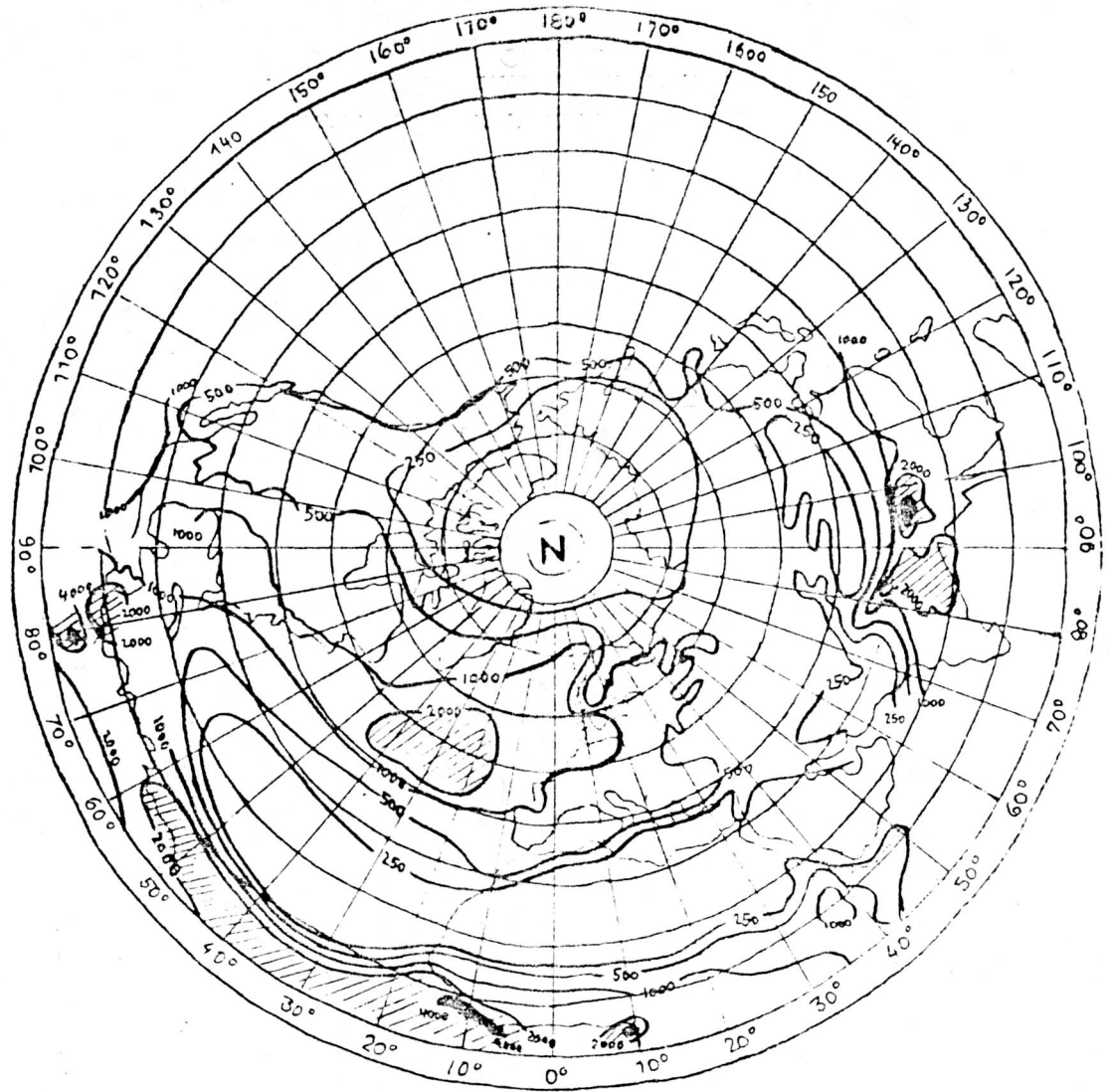


En regiones montañosas y selvas, que son despebladas, se usan los llamados "Totalizadores", recipientes metálicos de gran volumen, que están instalados sobre un soporte metálico de alrededor de 3 metros de altura. El recipiente se llena con unos 100 cm³ de parafina, para evitar la evaporación de la precipitación, que se reúne siempre bajo la capa de parafina. Fácilmente, 2 o 3 veces al año, puede decirse entonces la precipitación caída entre las observaciones.

86. LA DISTRIBUCION TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES.

a) Isocetas.

Flotando en un mapa regional o mundial, los valores de precipitación caída por día, mes, año o estación, tal como se hace con la presión y temperatura, y uniendo todos los puntos con el mismo valor de una región o continente, se obtienen unas líneas llamadas ISOYETAS, que sirven para estudiar la distribución de las precipitaciones.



b) Distribución sobre la superficie de la tierra.

Corresponde un máximo en el Ecuador y un mínimo en los polos, pero siguiendo un decrecimiento irregular.

En el hemisferio Norte, grandes zonas de Africa y Asia, especialmente en los desiertos, tienen precipitaciones insignificantes.

Hay regiones, en la India, donde los promedios anuales son de 3-4000 mm, y sitios con 16000 mm. anual.

c) Distribución de la precipitación en Venezuela.

En Venezuela, los diferentes lugares acusan las siguientes precipitaciones anuales:

Caracas	820 mm	San Cristóbal	1463 mm
Barcelona	656 mm	Maracaibo	573 mm
San Fernando de Apure	1415 mm	Santa Elena	2152 mm
Maracay	905 mm	Ciudad Bolívar	1022 mm
Coro	442 mm		
Barquisimeto	519 mm		
Mérida	1816 mm		
Maturín	1248 mm		
Porlamar	512 mm		

CAPITULO VII

OTROS FENOMENOS METEOROLOGICOS

87. LA VISIBILIDAD.

Es el término empleado para describir el estado de transparencia de la atmósfera y para fines meteorológicos, especialmente para la meteorología aeronáutica, es de interés considerar dos tipos de visibilidad que llamaremos: horizontal y vertical.

a) Visibilidad horizontal. Es la que comúnmente se observa en la meteorología y se considera como el alcance visual máximo que permite la transparencia de la atmósfera.

A fin de poder establecer el grado de visibilidad correcta, debe haber en una estación una serie de puntos marcantes, chimeneas, edificios, postes, árboles etc., de los cuales se conozca la distancia. Es fácil suponer que el objeto más distante que sea visible responde a la visibilidad horizontal del momento.

b) Visibilidad vertical. Es la visibilidad, que obtiene un aviador en vuelo, verticalmente hacia el suelo.

c) Relación que normalmente existe entre la visibilidad horizontal y los estados del tiempo:

Visibilidad	Niebla, neblina o bruma	Llovizna	Lluvia	Nevada
Menos de 50 m	Niebla muy espesa	-	-	Extraordinaria
50-200 m	Niebla espesa	-	muy fuerte	muy fuerte
200-500 m	Niebla moderada	-	muy fuerte	fuerte
500-1000 m	Niebla débil	fuerte (densa)	fuerte	moderada
1-2 km	Neblina	moderada	fuerte	ligera
2-4 km	Bruma o calina	ligera	fuerte	ligera
4-10 km	Bruma o calina	-	moderada	ligera
10-20 km	-	-	ligera	-
20-50 km	-	-	ligera	-
más de 50 km	-	-	-	-

88. FENOMENOS OPTICOS.

a) El color azul del cielo.

Cuando la atmósfera está despejada, libre de nubes, el cielo tiene un hermoso color azul característico, sobradamente conocido por todo el mundo y cuya explicación hemos conocido en aparte 14(c,l).

b) Arco Iris.

El más vistoso de los fenómenos ópticos es el Arco Iris. Es un proceso puramente óptico, donde interviene la difracción de la luz.

Se observa generalmente cuando brilla el Sol durante la lluvia.

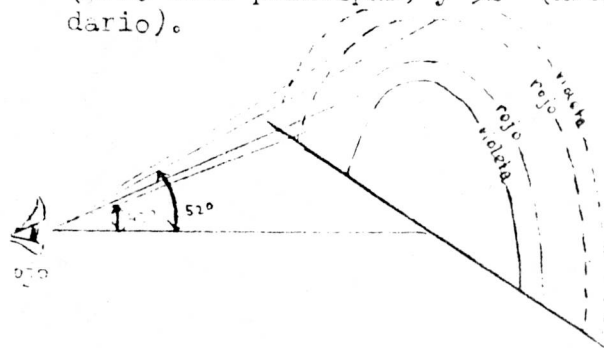
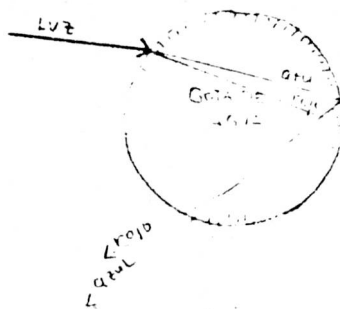
Un observador situado de espaldas al Sol verá el Arco Iris en la parte lluviosa del cielo.

El centro de este Arco o de los varios que suelen formarse, está situado en el extremo de una línea que pasa por el Sol y el ojo del observador.

Es común observar a veces un segundo arco concéntrico con el primero, pero más grande, más ancho y menos luminoso y en el cual la distribución de los colores es inversa a la del otro.

La luz del Sol, al pasar una gota de agua suspendida en el aire, sufre

la difracción y reflexión. Un observador puede ver solamente en cierta posición (cierto ángulo) los diferentes colores. Esta posición es, cuando el rayo vector gota-ojo, incluye con la línea sol-ojo un ángulo de 42° (Arco Iris principal) y 52° (Arco Iris secundario).



También existen los arcos lunares iguales a los del Sol, pero son más pálidos y las tonalidades muchísimo más apagadas. Son muy difíciles de advertir; al igual que los del Sol se observan en las cascadas y cataratas y en las olas cuando rompen.

c) Coronas.

Se llaman coronas los círculos o anillos blancos coloreados que se forman alrededor del Sol o de la Luna o en su vecindad inmediata.

Son producidas por el pasaje de los rayos solares o lunares a través de una nube tenue, formándose entonces la refracción o difracción de los rayos a través de las pequeñas gotas de que están constituidas las nubes. Su valor angular varía de 1 a 10° .

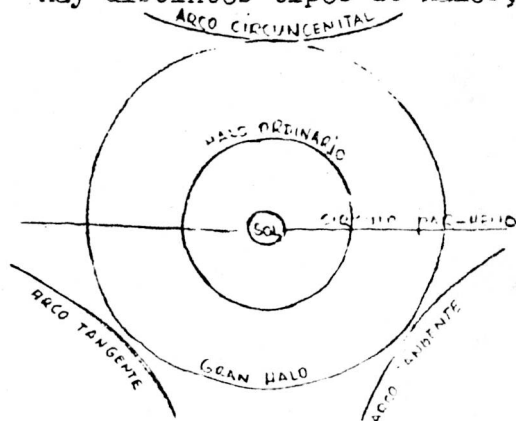
Estas coronas están constituidas generalmente por un solo anillo o dos y muy raras veces por más; se ve ordinariamente alrededor del Sol o de la Luna un círculo azul mezclado con blanco, después un anillo rojo cobrizo.

Estas coronas se producen en su mayor parte en las nubes medias.

d) Halos.

Se denomina con este nombre al fenómeno de formación de anillos blancos, raras veces irisado, que se observan alrededor del Sol o de la Luna. Se forman por la difracción de los rayos luminosos a través de los cristales de hielo de los cirrus y cirrostratus. Su valor angular es entre 22° y 46° .

Hay distintos tipos de halos, que son los siguientes:



- Halo ordinario
- Gran halo extraordinario
- Círculo par-helio
- Arco circuncenital
- Arco tangente infralateral

Vea Folleto II "La observación meteorológica".

e) Espejismo.

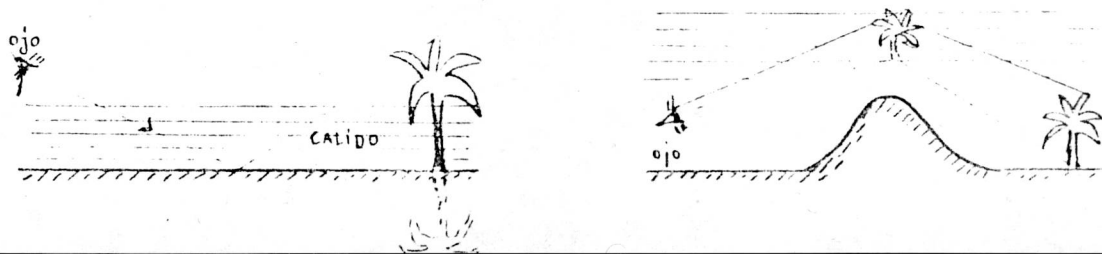
La refracción de los rayos luminosos que han de atravesar todas las capas de la atmósfera o sólo varias de ellas, da lugar a muchos fenómenos, algunos ya contados, y a uno muy curioso como es el de espejismo. Es este un fenómeno de refracción que nos permite ver objetos situados a gran distancia, fuera del límite de la visibilidad normal.

Es una consecuencia de la refracción y reflexión de los rayos luminosos y de las imágenes al ir atravesando capas atmosféricas desigualmente calentadas.

Se observa especialmente en la superficie de los arenales, cuando el efecto de la radiación solar ha calentado fuertemente el suelo. El viajero que recorre estas abrasadas llanuras ve entonces que los objetos están a bastante altura, reflejados como en un espejo o sabana líquida, tanto en forma directa como con su imagen invertida; a veces produce la sensación de ver una superficie de agua.

También se presenta el fenómeno de espejismo en el mar, cuando la temperatura de las capas superiores es más elevada que la de las que se encuentran en contacto con la superficie del mar. Se ofrece un espejismo invertido, y es común ver buques o puntos terrestres sobre el cielo y a una distancia muy grande.

Estos tipos de espejismos explicados tienen el nombre de "Fata Morgana".



f) Luz zodiacal.

Es una luz en forma de cono, blanca, o amarillenta, a veces verde, que se ve en la noche, sobre todo hacia los equinoccios, 2 ó 3 horas después de ponerse el Sol.

Es una luz calmosa e inmóvil, su brillo se asemeja mucho al de la Vía Láctea.

Parece provenir de la reflexión de los rayos solares sobre una nube de polvo cósmico, que debe rodear el Sol a lo largo del Zodiaco y que se éx tiende más allá de la órbita terrestre.

g) Titilar de las estrellas.

Es debido a la continua alteración en la densidad del aire, que causa aparentes alteraciones en la posición de los astros.

Es una característica de las estrellas, pues los planetas aparentemente no titilan.

89. FENOMENOS ACUSTICOS.

a) Propagación del sonido.

Quando el sonido se origina en un medio como el aire, el cuerpo vibrante causa una serie de compresiones del aire, y se forma una serie de ondas que se propagarán en él en todas direcciones, siempre que el medio sea uniforme.

Depende la velocidad de propagación de las ondas, de la densidad del medio.

Quando el aire tiene una temperatura de 0 C° la velocidad para el sonido, es 332.2 metros por segundo, aumentando la velocidad en 0.61 metros por segundo por cada grado sobre 0 C°, así que a 10° sería este valor de 338.3 metros por segundo.

En aire caliente, el sonido se propaga con mayor velocidad que en aire frío.

b) Truenos.

Se oyen después de verse el relámpago y son el "sonido" producido por la descarga eléctrica que lo causó. Quando se produce la descarga, se forma momentáneamente un espacio en el aire, que inmediatamente después se llenará desde todos los lados. El choque del aire en el vacío produce el ruido, llamado trueno.

Teniendo en cuenta la velocidad del sonido, se puede calcular la distancia de la nube de la cual se descarga el relámpago, cuya luz se mueve con una velocidad de 300 000 km/seg, multiplicando la velocidad del sonido por el número de segundos transcurridos desde que se vió el relámpago hasta que se oye el trueno.

En las proximidades de la nube, el trueno es sencillamente un estallido brusco.

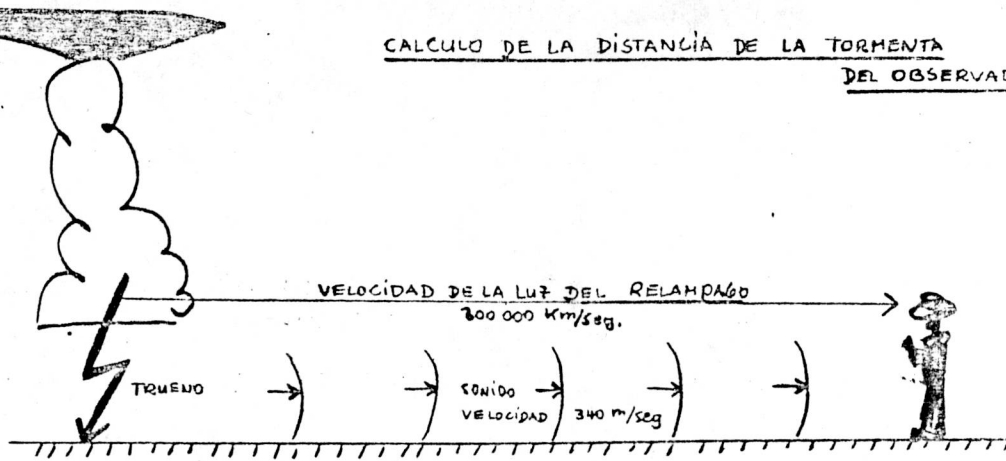
La duración máxima del trueno es de 35 a 40 segundos.

c) Eco.

Debido a la naturaleza de onda del sonido, puede éste ser reflejado cuando encuentra un obstáculo, determinando un "eco", es decir, el regreso al lugar de la onda sonora emitida. Puede este repetirse una serie de veces, pero en forma cada vez más apagada.

Este fenómeno es particularmente perceptible en regiones montañosas, don

CALCULO DE LA DISTANCIA DE LA TORMENTA
DEL OBSERVADOR,



t = TIEMPO EN SEGUNDOS PASADO ENTRE RELAMPAGO Y TRUENO

v = VELOCIDAD DEL SONIDO (340 m/SEG)

$D = v \times t =$ DISTANCIA DE LA TORMENTA EN METROS.

Ejemplo : $t = 10$ SEGUNDOS ; $D = 10 \times 340 = 3400$ metros,

FUEGO SAN TELMO



de los costados de la montaña reflejan el sonido una y otra vez.

90. ELECTRICIDAD ATMOSFERICA.

a) El potencial eléctrico.

Está perfectamente comprobado que el aire se halla electrizado y es ~~imposible~~ posible excluir en la mayoría de los fenómenos meteorológicos la acción de la electricidad.

Esta se hace presente en forma visible algunas veces (rayos, relámpagos), o sólo se manifiesta en los aparatos de medición y de trabajo, como en los electrómetros, galvanímetros, radio etc. Las manifestaciones eléctricas de la atmósfera acompañan necesariamente a todo desarrollo de energía, cualquiera que sea su origen, y tanto más cuando la atmósfera, que es un campo di-eléctrico, muestra, con buen tiempo, un aumento de potencial con la altura.

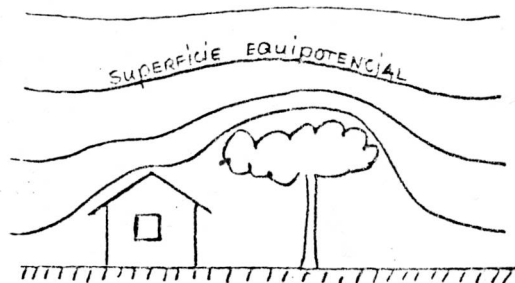
Esta variación es de 100 voltios por cada metro cuadrado en las capas inferiores y cuando la Tierra se comporta como un cuerpo cargado negativamente.

Existe lo que en términos eléctricos se denomina Campo Estático, formado por cierta carga eléctrica negativa en la Tierra y positiva en la atmósfera.

Benjamín Franklin fué el primero que demostró, en el año 1752, que el rayo es la chispa eléctrica producida por la diferencia de potencial eléctrico entre las nubes y el suelo. Para su denominación se valió de una cometa provista de una punta metálica y que hizo subir en un día lluvioso; en cuanto la lluvia humedeció el hilo, lo hizo buen conductor de la electricidad y obtuvo chispas análogas a las que se obtienen en las máquinas eléctricas.

En el lanzamiento de globos cautivos meteorológicos y de globos cautivos de protección para industrias esenciales contra ataques aéreos durante las últimas guerras fueron necesarios hacer preparativos contra la electricidad atmosférica conducida por la cuerda metálica.

Como ya se ha dicho, el potencial eléctrico varía con la altura lo que se aprecia por medio de electrómetros. Dicho potencial aumenta con la altura hasta los 5 á 6 kilómetros.



A todos los puntos en la atmósfera que tienen igual potencial y que forman una superficie se le llama superficie equipotencial. En general, para un tiempo bueno, con atmósfera calmosa y cielo despejado, las superficies equipotenciales son sensiblemente horizontales si el suelo es horizontal, pero siguen las sinuosidades de éste si es accidentado, las superficies superiores son siempre horizontales.

El potencial eléctrico es influenciado seriamente por los fenómenos meteorológicos:

- 1) Cuando crece la humedad relativa aumenta el potencial eléctrico.
- 2) Siempre que aparecen nubes o nieblas, se obtienen indicaciones de que la electricidad atmosférica aumenta.

3) Cuando llueve, el aumento del potencial es un máximo.

b) Relámpagos.

Como ya se ha dicho, es la luz producida por la chispa eléctrica que surge de una nube hacia otra o, entre nube y el suelo.

Se distinguen 3 clases de relámpagos:

- 1) Relámpagos zig-zag: Afectan una forma sinuosa y se mueven con gran velocidad, como si fueran cintas de fuego o un gran río con sus tributarios.
- 2) Relámpagos difusos: Abarcan todo el horizonte, sin presentar contornos definidos. Su luz es muy difusa. Se le llama también fucilazos.
- 3) Relámpagos esféricos o globos de fuego: Tienen la forma de una esfera luminosa, pequeña, de contornos definidos, y son visibles por más de 10 segundos. Descienden de la nube con relativa lentitud, rebotan algunas veces contra el suelo y otras se dividen y estallan, haciendo un fuerte ruido. Se les llama comúnmente centellas.

c) Fuegos San Telmo.

Aparecen en las extremidades de los edificios, etc., en distritos montañosos, y aún sobre las personas. Puede explicarse por la mayor "radiación" de electricidad en los puntos superiores de objetos.

91. FENOMENOS RESTANTES, CAUSADOS POR VARIOS ELEMENTOS METEOROLOGICOS.

a) Bruma, calima.

Por turbulencia atmosférica, especialmente durante épocas de sequía, están suspendidas en el aire partículas de polvo, secas y tan pequeñas que no pueden percibirse a simple vista pero que disminuyen algo la visibilidad y dan al aire una apariencia humosa característica confusa y opalina. La bruma forma un velo uniforme sobre el paisaje, cuyos colores pierden brillo.

b) Humo industrial.

Originados por los centros industriales o por quemazones de bosques o en los llanos, son suspendidas partículas de carbón etc. en el aire.

c) Ventisca, es nieve levantada del suelo por el viento de tal modo que la visibilidad horizontal cerca del suelo resulta considerablemente disminuida.

d) Tolvaneras.

Durante la máxima insolación se forman sobre el suelo remolinos o torbellinos de polvo que se mueven con el viento.

e) Tempestad de polvo o de arena.

Arena o polvo levantados del suelo por el viento, de tal modo que la visibilidad horizontal a la altura de la vista de un hombre se reduce considerablemente, muchas veces hasta menos de 1 km.

f) Tromba.

Una nube comienza por emitir una o varias protuberancias inferiores, en forma de embudo o de trompa, con el vértice hacia abajo. A medida que algunos de dichos puntos se alargan y se acercan a la superficie de la tie-

rra, o mar, se forma un segundo cono invertido, cuyo vértice se levanta hasta unirse con la prolongación de la nube. Queda así formada la tromba, la que tiene un rápido movimiento de rotación y uno más pequeño de traslación. Su altura varía de 100-1000 metros, y el diámetro generalmente no pasa de 100 metros. No suelen mantenerse por más de una o dos horas.

Las trombas sobre la tierra, se llaman tornados, sobre el mar son trombas marinas.

