

cli. 80

Lilis C.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
 Facultad de Ingeniería
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
 DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

Eli Carter Rodríguez

ASIGNATURA: Climatología (Apuntes)

PROF.: Rafael Convit

TESIS N° VIII

ELEMENTOS CLIMATICOS SIMPLES

Depósito de agua del aire sobre superficies.-

Los depósitos de agua del aire diferentes a la precipitación son de gran interés. Entre los principales depósitos se encuentran el rocío, las heladas y la escarcha.

El rocío es de mucha importancia a la vida de las plantas sobre todo en las regiones donde la precipitación está por debajo o justo para tener reservas en el subsuelo del cual la planta pueda vivir, apreciando el rocío como suplementario. El rendimiento en una noche de rocío ha sido encontrado de variar entre 0,05 y 3 mm. Esta última cantidad ha sido reportada de países tropicales. En el promedio el rocío no excede mucho de 0,1 mm.

El rocío por otra parte no tiene tanta importancia en lugares donde llueva suficientemente.

Handaille encontró un rendimiento anual de no más de 8 mm. en una estación en Francia, no obstante haberse registrado alrededor de 100 noches al año de rocío. En regiones tropicales y semitropicales esta cantidad es excedida mucho más.

Ashbel, por ejemplo, estimaba que en localidades de Palestina la cantidad anual de rocío era de 200 mm. Esta cantidad se cree sea el máximo. Mediciones con medidores de Duvdevani han mostrado que 55 mm. por año es más lógico que sean los valores extremos de esta región.

La tabla siguiente muestra la cantidad de mm. de un rocío y el número de noches en una estación de Israel de acuerdo a los datos tomados por Gilead y Rosenan.

Valores promedio de cantidades de rocío y número de noches en Tel Shalom (Israel 1945-1952).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	AÑO
CANTIDAD mm.	1,4	1,4	2,1	2,7	3,3	4,0	4,1	3,8	2,7	2,0	2,0	1,0	30,5
N° NOCHES	10	10	15	19	22	28	29	28	26	20	15	9	231

Considerando la variación anual del rocío este es abundante principalmente en la llamada estación seca. En noches claras y con calma, la superficie de la tierra en esos períodos del año se enfriará por debajo del punto de rocío por radiación.

Esto significa que su temperatura disminuirá a tal punto que una partícula de aire en contacto con ella se hará más fría, lo suficiente para que el vapor de agua contenido en ella se condense. Esta condensación ocurrirá no solo en la superficie del suelo, sino también sobre las hojas de las plantas y así mismo es establecido que las plantas absorben este rocío por sus hojas. Citando de nuevo a Ashbel sobre la importancia del rocío en Palestina, puede decirse que los sembrados de verano pueden desarrollarse en los sitios de abundante rocío y no al contrario, a menos que no se apele al riego intensivo. Entre estos frutos pueden citarse el maíz y los melones.

Años con suficiente rocío pueden mostrar todas las características de sequía.

Observaciones de rocío se han comenzado a acumular; la tabla siguiente muestra un resumen de los datos recolectados por varios observadores.

Región	Cantidades de rocío nocturno en mm.
S. W. Africa	0,07 - 0,25
Cyrenaica	0,1 - 0,30
Stokolmo (Suecia)	0,35 máx
Egipto	0,09 (prom.) 0,40 (max)

En las regiones húmedas, aunque no es importante para suministro de agua, en cambio si lo es biológicamente. El rocío es a menudo el factor que crea las condiciones favorables para la procreación de varias especies de hongos, lo cual puede dañar los sembrados. A este respecto vale la pena llamar la atención a un fenómeno en las plantas que se parece al rocío; esto es la formación de gotas exudadas por las hojas, cuando la humedad del suelo es alta. Esto puede crear una alta presión hidrostática en la planta y en la noche cuando no hay transpiración, fuerza a las gotas salir de las hojas. Este fenómeno es llamado Guttación (Guttation), esto ocurre a menudo simultáneamente con el rocío.

En cuanto a la escarcha podemos decir que si el conocimiento de las mediciones de las cantidades de rocío son insuficientes, son más aún las del agua depositada por escarcha.

La escarcha se forma análogamente al rocío con la única diferencia que la temperatura de la superficie donde se deposita está por debajo del 0° por consiguiente el vapor de agua se sublimará en lugar de condensarse.

EVAPORACION.-

La evaporación es el fenómeno inverso a la precipitación, es decir, el paso del estado líquido al gaseoso. Al producirse este cambio se produce también un consumo de energía que equivale a 600 calorías por gramo de agua evaporada.

Las fuentes de evaporación son fundamentalmente las aguas de los océanos, como este fenómeno ocurre tanto en los líquidos como en los gases, las moléculas se encuentran en movimiento, este movimiento está relacionado con su energía cinética o temperatura. Cuando la temperatura aumenta, el movimiento también aumenta, quebrándose el equilibrio, escapando la molécula al aire, este escape se llama evaporación o vaporización, a su vez del aire caen a la superficie del agua y se incorporan al agua denominándose esto último condensación. Vulgarmente se llama evaporación al balance de los dos movimientos.

La intensidad de la pérdida de moléculas depende de las características del agua y de su temperatura, en cambio la caída de moléculas de agua depende de la concentración del vapor de agua y de la temperatura. Al aumentar la temperatura del líquido, aumenta la evaporación. En los fenómenos de evaporación hay que considerar la dispersión de la tensión del vapor que originan las soluciones salinas, los iones de yodo, litio, etc., que impiden la salida de las moléculas al aire.



Una solución de cloruro de sodio, por ejemplo, no evapora si su humedad relativa se encuentra por encima del 75%. La tabla siguiente nos muestra las humedades relativas obtenidas con soluciones salinas saturadas a diferentes temperaturas:

T°C.	NO ₃ K	Cl Na	(NC ₃) ² Mg ₆ H ₂ O	Cl ₂ Mg ₆ H ₂ O	Cl Li(litio)
35°	92%	75%	51%	33%	16%
20°	95%	75%	53%	33%	
0°	96%	76%	54%	30%	

Estas consideraciones son válidas en ambiente cerrado.

Cuando el aire está tranquilo existe el movimiento lento de difusión, cuando está en movimiento el aire en contacto con la superficie del agua aumenta la difusión o evaporación. Podemos resumir entonces diciendo que los factores determinantes de la intensidad de la evaporación son:

Condiciones propias del agua:(1°) temperatura del agua y salinidad). La temperatura del agua se refiere a la temperatura de la superficie evaporante.

Las condiciones del aire: Características de la moción turbulenta. Dentro de estas características está la velocidad del viento, la estabilidad vertical del aire que se define por el gradiente de temperatura y por el gradiente de velocidad, que a su vez está relacionado con las características de rugosidad de la superficie.

La evaporación debe interpretarse como la cantidad de agua que se pierde por evaporación de grandes masas de agua, pues de otra forma no tendría significado.

Se han derivado numerosas fórmulas para medir la evaporación en términos de la humedad prevaleciente y la velocidad del viento. Existe sin embargo, una considerable confusión en este campo, debido a que cada investigador ha trabajado con un número específico de datos y a menudo asunciones teóricas diferentes. La aproximación más racional es la basada en el proceso de difusión. Esta asume que el escape de agua desde una superficie es gobernada por la presión vertical del vapor y el gradiente del viento en los bajos niveles.

Si se tienen medidas de esos dos elementos por ejemplo de un mastil la fórmula desarrollada para medir la evaporación según Thornwaite y Holzman será:

$$E = \frac{17,1(e_1 - e_2)(u_2 - u_1)}{t + 459,4}$$

Evaporación.-

Donde E es evaporación en pulgadas por día.
 $e_1 - e_2$ presión del vapor en pulgadas de mercurio a los niveles 1-2.
 $u_1 - u_2$ la velocidad del viento a los dos niveles en millas por hora.
t la temperatura en grados °F.

Las constantes son factores de conversión introducidas por cambios de unidades del sistema C g S. al sistema inglés.

Desafortunadamente el gradiente vertical del viento y de la presión del vapor o humedad absoluta, son raramente medidos. Como muchos estudios han sido dirigidos a desarrollar fórmulas de evaporación, las cuales se basan en las cantidades más comúnmente medidas, la fórmula general de éstas son:

$$E = (a + bvc) (e_a - e_w)$$

donde

v = velocidad del viento.
 e_a = presión del vapor del aire
 e_w = presión máxima del vapor del aire a la temperatura de evaporación de la superficie del agua.
a, b, c = Constantes (parcialmente dependientes del sistema de medidas usadas).

La temperatura del agua es a menudo desconocida, por consiguiente también la evaporación de las capas superficiales.

Muchos investigadores han sustituido por el término presión de vapor, el término déficit de saturación en el aire o $e_t - e_a$, (Δe) la diferencia de la presión de saturación del vapor en el bulbo seco ya la temperatura del punto de rocío (déficit de saturación). El exponente de la velocidad del viento C se ha encontrado ser variable entre 0,5 a 1. Existen razones teóricas para asumir un exponente por debajo de 1, pero en la práctica especialmente cuando los valores medios de la velocidad del viento son usados, el rango de validez de la fórmula se hace tan pequeño que una función lineal generalmente satisface el dato.

Como una regla práctica se puede aproximar la evaporación desde una cubeta por la relación empírica:

$$E = (0,4 + 0,004 v) (e_t - e_{t_1})$$

donde

- E = evaporación en milímetros por día
- v = velocidad del viento en millas por hora
- $e_t - e_{t_1}$ = el deficit de saturación en pulgadas de mercurio.

En la práctica se puede usar la misma fórmula para dar el valor diario en pulgadas si la velocidad total del viento en millas por día se usa para v mediante el factor de 25,4 (pulgadas a milímetro) y el de 24 en lugar de 1 hora compensado dentro del orden de exactitud de la ecuación.

Las fórmulas vistas se refieren o tienen por base la difusión o la turbulencia desde el punto del balance calórico, también se puede calcular la evaporación así:

$$E = \frac{Q_s}{L(1+R)}$$

- E = evaporación
- Qs = el exceso de radiación
- L = el calor latente de vaporización
- R = la relación entre el calor que es suministrado desde la superficie del agua y el calor usado para evaporización.

Este tipo de aproximación no es usada por la carencia de la información requerida.

Algunas aproximaciones empíricas se han desarrollado. La de Penman tiene la siguiente forma:

$$E = \frac{R(1-0,05) - \sigma T_a^4 (0,56-0,92 \sqrt{e_a}) (0,10+0,90 \frac{T_a}{N})}{0,27 (T_s - T_a) (e_s - e_a)}$$

donde

- E = evaporación en mm. por día
- R = la radiación de onda corta recibida sobre la superficie en /día
- T_a T_s las temperaturas absolutas del aire y superficie
- e_s e_a la presión de saturación del vapor al punto de rocío del aire y a la temperatura de superficie.
- n/N la relación de la actual a la posible duración del sol
- σ la constante de Boltzman.

Esta era primitivamente aplicable a la transmisión del calor de un suelo húmedo.

Las constantes se obtienen separadamente de conversiones asumiendo un albedo de 5% y usando el calor de vaporización de 590 calorías para la evaporación de un gramo de agua. La duración del sol se usa para reemplazar el balance de radiación.

Comenzando con el concepto básico de balance de radiación, Jacobs llegó a la fórmula que representa la evaporación en condiciones de océanos.

$$E = 0,142 V (e_s - e_a)$$

donde

- E = evaporación en mm/día.
- e_s e_a presión del vapor a la temperatura del aire y la superficie del agua en milibares.
- V velocidad del viento en metros/seg.

Todas las relaciones vistas se han trabajado con objeto de obtener set de datos. La incertidumbre es grande. En superficies particulares temperaturas del agua o suelo son imposibles de tener realmente. La altura del viento y las medidas de temperatura de la superficie evaporante son muy variables de red de estaciones a red de estaciones. Penman usa para ambos 2 metros.

En los Estados Unidos las mediciones del viento sobre las cubetas de los evaporímetros se hacen alrededor de 54 cms. encima de la tierra o 20 cms. encima de la superficie del agua.

Usualmente entre el 75 y 9% de la evaporación total diaria ocurre desde las 6 a las 18 horas. Debe recordarse que la humedad relativa tiene los valores más altos en la noche y las horas de madrugada, por consiguiente los valores de e también alcanzan su máximo durante el día. En numerosas estaciones la velocidad del viento es más alta en el día que en la noche.

La variación estacional de evaporación muestra máxima en verano y mínima en invierno. La mayoría debido a la alta temperatura del aire que permiten altos valores de déficit de saturación. Ilustraremos un ejemplo de este punto; supongamos que la temperatura sea 0°C y la humedad relativa 30%; la cantidad ΔE será: $(4,6-1,4) = 3,2$ mm. o en otra forma consideremos una temperatura de 25°C entonces esta diferencia de 3,2 mm. existirá a una humedad relativa de 85% $\Delta E = (23,8-20,6)$ debería una humedad relativa de 30% estar asociada con una temperatura de 25°, el déficit de saturación debería ser $(23,8-7,1) = 16,7$ mm. o en otras palabras el poder de evaporación debería estar sobre 5 veces mayor a los 25° que a los 0°.

Existe una diferencia zonal sobre la tierra en la cual las regiones calientes tienen variaciones altas de evaporación o del poder evaporante, con la latitud.

Esta demostración de la diferencia zonal sobre la tierra en regiones calientes teniendo alta variación del poder de evaporación con la latitud, (como promedio para la total latitud de la zona), se muestra en la siguiente tabla:

VARIACION LATITUDINAL DEL PODER DE EVAPORACION

<u>LATITUD</u>	<u>Cm. NORTE</u>	Poder de evaporación (dado en altura de la columna evaporante). <u>SUR</u>
70-60	18	2
60-50	40	30
50-40	70	60
40-30	110	100
30-20	130	130
20-10	140	130
10-0	120	120

Este mismo efecto de temperatura sobre la evaporación es también operativo si se estudia la influencia de la elevación. En partes altas menos agua se evapora, como puede verse del material coleccionado por Harding y Lee para lagos en Nevada y mostrados en la siguiente tabla:

VARIACION DE LA EVAPORACION MEDIDA CON LA ELEVACION

LAGO:	ELEVACION: m.	EVAPORACION: mm.
Pyramid	1190	1280
Walker	1230	1340
Eagle	1550	1070
Tahol	1900	950
Crooked Creek	2040	820

El poder de evaporación varía grandemente en las distintas partes del mundo. El valor más alto reportado fué de 161 pulgadas (4089 mm.) en el mar Muerto. Las variaciones de año a año son muy notables. Algunos ejemplos de valores medios obtenidos por varios procedimientos y por consiguiente no comparables, se ilustran en la tabla siguiente:

EVAPORACION POTENCIAL PARA ALGUNAS LOCALIDADES

LOCALIDAD:	CMS.:	METODO:	AUTORIDAD:
Boston Mass	100	Superficie libre del agua	Maurer and Pepler
Chapel Hill	102	Cubeta	U.S.W.B.
Orlando Fla.	157	"	"
Austin Tex	170	"	"
Barlets Ariz	315	"	"
San Juan P.R.	208	"	"
Hoaeae, Hawai	160	"	"
London, Inglaterra	38	Evaporímetro	Maurer and Pepler
Munich, Alemania	51	Cálculo Thornthwaite	Reidul
Atenas, Grecia	161	Cubeta	Neuman y Rosenan
Haifa, Israel	190	Balance de energía	Ashbel
Lago Victoria, Kisumu	170	Evaporímetro	Walker
Mar Muerto, Israel	375	"	Ashbel
Lago Victoria, Entebbe	150	Cálculo por Penman	Walker
Trivandrum, India	252	" " "	Maurer and Pepler
Adelaide, Australia	140	Cubeta	" " "
Alice Spring, Australia	256	Evaporímetro	" " "
Lago Constanza, Alemania	61	"	" " "

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS.

Los datos obtenidos en estas Estaciones se utilizan para trazar cartas de valores medios anuales, estacionales o mensuales de presión, temperatura, temperatura máxima o mínima, humedad, etc. que constituyen el conjunto de parámetros estadísticos representativos del clima.

En cartas climáticas se debe tomar en cuenta las influencias topográficas así como el fin para el cual se usan. La temperatura por ejemplo varía suavemente en el plano horizontal luego con una Estación climatológica cada 150 Km. es suficiente para medir temperatura, pero si queremos levantar una carta pluviométrica, debido a que la lluvia es un proceso cuya distribución no se rige por ninguna lógica, ya que puede estar lloviendo en el centro de Caracas y en los alrededores no, luego se hace necesario un mayor número de Estaciones para determinar en forma más adecuada el proceso de la precipitación. Por lo tanto la ubicación de la Estación Climatológica así como la distribución entre ellas, depende del uso que se le dará al dato. Para Estaciones de primer orden basta con una Estación cada 150 Km. y en cuanto a pluviométricas se refiere, esta distancia se hace muy grande, por lo que se hacen convenios con el ferrocarril, a fin de que cada Estación de ésta sea una Estación pluviométrica, lo mismo se hace con las Compañías Petroleras.

ESTACIONES AGROMETEOROLOGICAS.

No constituyen realmente una red, sino que son centros de Investigación para zonas agrícolas o ganaderas representativas, lo cual generalmente los desvinculan los unos de los otros, lo cual los hace trabajar aisladamente ya que se dedican a fines distintos tales como: fines agrícolas, ganaderos, forestales, reservas naturales Nacionales o estudio de zonas que obstaculizan el desarrollo agrícola y pecuario.

HORAS DE OBSERVACION DE LAS DISTINTAS ESTACIONES:

Depende de cuándo debemos medir un fenómeno según su variación así como a los fines a los cuales vamos a dedicar la observación.

Luego entonces el fin, nos dice el número de observaciones los cuales deben ser hechos en horas normalizadas, es decir a las mismas horas en todos los países.

La OMM ha definido horas de observación perfectamente definidas.

ESTACIONES SINOPTICAS:

Se realizan observaciones principales en las horas:

00:00	06:00	12:00	18:00	T.M.G.
-------	-------	-------	-------	--------

Que en nuestro país corresponden en H.L.V.

19:30	01:30	07:30	13:30	H.L.V.
-------	-------	-------	-------	--------

HORAS SINOPTICAS INTERMEDIAS.

Se pueden utilizar dos series: La primera:

03:00	09:00	15:00	21:00	Z.
-------	-------	-------	-------	----

La segunda: Cuando se quiere hacer más observaciones y se les llama horarios o suplementarios y estas observaciones se hacen a cada hora como su nombre lo dice.
Todas las Estaciones sinópticas deben cumplir con estos horarios, salvo las Estaciones sinópticas marítimas que pueden ofrecer datos fuera de estas horas.

ESTACIONES DE LAS CAPAS SUPERIORES:

Observan a las siguientes horas:

00:00 06:00 12:00 18:00 T.M.G.

La OMM recomienda cuatro sondeos diarios pero debido a lo caro del material, algunos países hacen sus lanzamientos dos veces al día usando las horas:

00:00 y 12:00 T.M.G.

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS DE 1er. ORDEN.

Registran durante las 24 horas del día; además observa en las cuatro horas principales.

00:00 06:00 12:00 18:00 T.M.G.
19:30 01:30 07:30 13:30 H.L.V.

Datos de nubes y estado del tiempo.

LAS CLIMATOLOGICAS DE 2do. ORDEN.

Hacen observaciones a las horas:

12:00 18:00 00:00 T.M.G.
07:30 13:30 19:30 H.L.V.

LAS CLIMATOLOGICAS DE 3er. ORDEN.

Observan a las horas:

12:00 T.M.G. (07:30 H.L.V.)

Temperatura máxima, la cual se lee y se asigna para el día anterior.

Temperatura mínima, la cual corresponde al día en que se hace la lectura.

Temperatura pluviométrica, la cual se asigna también al día en el que se hace la lectura.

INSTRUMENTAL QUE DEBE TENER UNA ESTACION.

Depende de la definición de la Estación.

SINOPTICA BASICA.

Anemocinemógrafo. Neofaltímetro. Termómetro Seco. Termómetro Húmedo. Termómetro de máxima. Termómetro de mínima. Barómetro. Barógrafo.

Las Estaciones suplementarias o auxiliares tienen instrumental reducido.

ESTACIONES DE RADIO-SONDA.

Equipo electrónico de Radio-Sonda. Equipo de Inflado de Globo. Balanza o pesas. Hidrógeno. Equipo de calibración de Radio-Sonda.

ESTACION DE RADIO VIENTO.

Si es de Radio-Teodolito, el equipo de Radio-Sonda incluyendo todo lo de la anterior, más el Radio-Teodolito.
Si es Radar Aerológico, el equipo de inflado de globos, más un sistema de reflectores que se agrega al globo.

ESTACION DE GLOBO PILOTO.

Teodolito aerológico, globos y el equipo apropiado para inflado de globos.

ESTACION DE METEOROLOGIA AERONAUTICA.

Barómetro. Nefoaltímetro. Anemómetro. Si va montada en aviones tiene Meteorógrafo, el cual mide presión, temperatura y humedad.

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS DE PRIMER ORDEN.

Barógrafo. Termógrafo. Higrógrafo. Anemógrafo. Heliografógrafo. Pluviógrafo y algún instrumental de lectura directa para chequear y complementar las observaciones, tales como: Termómetro seco y húmedo. Barómetro de Hg. y Pluviómetro.

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS DE SEGUNDO ORDEN.

Psicrómetro. Pluviógrafo. Termómetros de máxima y mínima. Pluviómetro.

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS DE TERCER ORDEN.

Termómetros de máxima y mínima. Pluviómetro.

ESTACIONES AGROMETEOROLOGICAS.

Depende del fin al cual se destine así como del lugar donde se encuentre ubicada.
Los demás tipos de Estaciones tienen un instrumental que depende del fenómeno a estudiar.

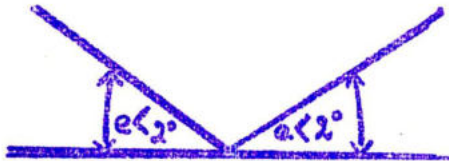
UBICACION DE LAS ESTACIONES.

A fin de que la observación no esté influenciada por elementos que no den una visión representativa de la zona de 150 Km. de radio, la Estación debe instalarse en una zona plana, por lo tanto no podía ubicarla en la cima de una montaña o en el fondo de una hondonada, podría en estos dos últimos casos para estudiar el micro-clima, pero no para Estación Sinóptica. Es decir que la ubicación está regida por la ausencia de medios artificiales o naturales que modifiquen localmente la observación.

Para Estaciones con Radio-Sonda, es importante la no interferencia de ondas eléctricas a fin de que la transmisión del radio-sonda no sea tapada por la de una emisora. Las Estaciones de este tipo no deben instalarse en los lugares de máxima intensidad del viento ya que sería fácil la destrucción del radio-sonda al golpearse contra el suelo en el lanzamiento.

En caso de Estaciones de Radio-Viento con Radio-Teodolito, es indispensable la no existencia de parásitos o reflectores radio-eléctricos lo que puede traer errores en el azimut o la altura y para que ese error esté dentro de lo normal no debe ser $\pm 0,1^\circ$. Cuando la Estación de Radio-Viento tiene Radar aerológico no existe posibilidad de interferencia ya que se trata de ondas direccionales muy cortas, por lo tanto, tendría que existir una onda dirigida directamente al Radar, lo cual dentro de las posibilidades es casi nulo.

Al ser las ondas del radar directas, la distancia globo-Radar debe estar libre de obstáculos opacos a la emisión del Radar y como el globo se sigue hasta aproximadamente 100 Km. de distancia oblicua, eso significa que el Radar debe estar ubicado de modo que el azimut del globo pueda ser medido sin dificultad en toda su trayectoria.



Para evitar la influencia de cualquier obstáculo opaco a la emisión del Radar dicho obstáculo debe tener una altura inferior a 2° medidos desde la Estación. Inconvenientes de este tipo se obvian elevando mediante plataforma

la pantalla del radar.

A ese ángulo del que hablamos anteriormente se le denomina ángulo de despeje.

Originalmente los radares por lo general están hechos para trabajar con corriente de 50 ciclos y 220 vol. estables.

ESTACION DE GLOBO PILOTO.

Para ubicar una Estación de este tipo se exige un ángulo de despeje que sea menor de 5° para seguimiento con teodolito.

Debe tenerse en cuenta al igual que en Estaciones de Radar, la facilidad para la fabricación o transporte del hidrógeno.

DATOS QUE DEBEN ENVIARSE A LA CENTRAL UNA VEZ INSTALADA LA ESTACION.

- a) Número indicativo de la Estación Y.C. 80401 donde los dos primeros indican el bloque al cual pertenece y los tres últimos el número específico de la Estación.
- b) Latitud y Longitud geográfica de la Estación.
- c) Altura de la Estación sobre el nivel del mar.
- d) Altura del abrigo meteorológico.
- e) Descripción de los alrededores de la Estación y características.
- f) Descripción detallada de los instrumentos instalados.

OBLIGACIONES DEL OBSERVADOR.

- 1) Mantener en buen estado el material disponible.
- 2) Realizar el cambio de faja de los registradores, limpieza de tinta, anotación de la hora de puesta y retirada de la faja.
- 3) Hacer las observaciones a las horas fijadas y con exactitud las lecturas.
- 4) Transmitir con rapidez las observaciones sinópticas y si la Estación es Climatológica enviar la documentación con regularidad.

De acuerdo a los puntos anteriores todos los observadores, tienen que realizar cursos de capacitación.

REGISTROS QUE DEBEN LLEVARSE EN CADA ESTACION.

La OMM no ha dictado normas internacionales al respecto, sino que el servicio Meteorológico de cada país elige el método que le resulte más apropiado y de esa forma elabora sus libretas y hojas de asentamientos, adecuados para las observaciones, las cuales luego se codifican; hojas del historial del instrumental así como para Radio-Sondeos con sus diagramas.

INSPECCION DE ESTACIONES.

Dentro del proceso normal de una red Meteorológica, el Observador trabaja lejos de los Jefes inmediatos, lo que obliga a que el Observador sea un elemento responsable a toda prueba. A pesar de todo existen Inspectores que efectúan chequeos periódicos tanto del instrumental como de la forma de trabajar el Observador a fin de asegurar la veracidad de los datos enviados a la Central Meteorológica.

Para el chequeo de los instrumentos el Inspector debe llevar instrumentos contrastados con los cuales verificar el instrumental de la Estación, así como su instalación.

MEDICION.

Medir en Meteorología es establecer una relación comparativa entre la unidad y la magnitud del fenómeno que ocurre en el tiempo. Por lo tanto, es establecer el número de veces en que una unidad convencional está contenida en una magnitud cualquiera; esa magnitud debe cumplir con la igualdad y la suma, lo cual permite la aplicación de todas las operaciones matemáticas necesarias.

Luego si para medir comparo, necesito un instrumento como paso intermedio entre el fenómeno y la medida de ese fenómeno.

Vista en esa forma la medida de un ente teórico que transforma a un fenómeno representado por una magnitud, en un fenómeno visible o audible, lo cual puede ser comparado por alguna escala de medida. La escala sería en este caso, la repetición continua o discontinua de una unidad convencional elegida para medir cada fenómeno.

Ahora para cada magnitud existe un valor exacto.

a) Desde el punto de vista teórico.

b) Desde el punto de vista práctico.

Siendo el valor exacto teórico, es el límite que puede ser alcanzado por el valor exacto práctico; y el valor exacto teórico está regido por el fenómeno que deseamos medir.

Para las medidas de los parámetros Meteorológicos lo que medimos en realidad es el valor exacto desde el punto de vista práctico, pues midiendo por ejemplo: Presión y teniendo en cuenta su variación aproximada entre 970 y 1020 mb, así como el tamaño de la carta, con 0,5 mb, de precisión tendremos el valor exacto para este elemento Meteorológico.

En cambio, si lo que quiero es determinar el grado de turbulencia necesito valores más exactos por lo que entraríamos al micro-campo de la presión. Quiere decir que aún en cada parámetro se varía la precisión de la medida según al fin para el cual se le mide.

Los instrumentos que efectúan la medida tienen como fuentes de error al mismo instrumento y al observador, de ahí que el valor que se le da al parámetro no es sino aproximado.

Luego: $V_e - V_a = E$

Donde E = error de la medida V_a = valor aproximado y V_e = valor exacto.

En Meteorología el valor exacto lo da el instrumento patrón y de la comparación con éste podemos deducir el error del instrumento, quiere decir que para obtener el valor exacto necesito de un instrumento patrón, el cual se define, como el instrumento que se contrasta por sí mismo en forma teórica por medio de leyes físicas, es decir, que por sí solo da el valor del error. (E).

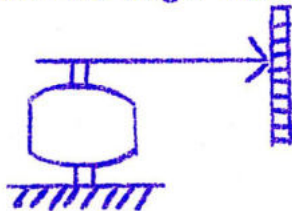
Para determinar ese error teóricamente, hacemos varias medidas de la magnitud que se quiera estudiar y tomamos el promedio, el cual tomamos como el (V_e). Por ganas buscaremos el valor más probable. En el caso particular, si el promedio es 1.346 y el error de difusión es $E + 0.0002$ se dice que el valor más probable está entre 1.346 y 1.3458, es decir que estamos alrededor del valor exacto (V_e).

PARTES CONSTITUTIVAS DE LOS INSTRUMENTOS.

A la parte del instrumento que se modifica o varía con el fenómeno a medir, se le denomina elemento sensible. Como el instrumento debe hacer visible esta variación debe contar con un cuadrante y entre éste y el elemento sensible una serie de procesos conocidos con el nombre de modificación y amplificación de la variación del elemento sensible.



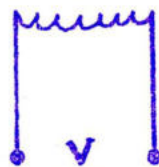
Luego la finalidad del instrumento en sí es transformar esa modificación en algo visible o audible. Veamos como ejemplo, un barómetro aneroide, donde el elemento sensible es una cápsula que modifica las dimensiones de sus extremos con las variaciones de la presión atmosférica.



La Temperatura se estudia en general observando las dilataciones de un líquido. Al aumentar la temperatura el líquido aumenta su volumen y se desbordará, ese líquido entonces constituye el elemento sensible para la temperatura. También puedo medir la temperatura uniendo dos metales de diferente coeficiente de dilatación, los cuales al variar la temperatura producirá mayor o menor radio de curvatura en el par bimetálico.



Otra forma de medir la temperatura sería utilizando una resistencia eléctrica, ya que la diferencia de potencial en los extremos de la resistencia es una función de la variación de la temperatura.



CUADRANTES.

Fundamentalmente los cuadrantes son tipo indicador o registrador. En los indicadores se lee directamente en una escala, en cambio en los registradores se graba sobre una faja de papel.

Arco de circunferencia



Recta

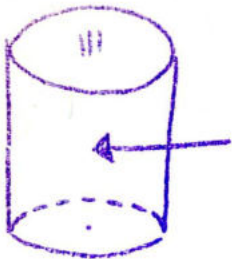


Circular

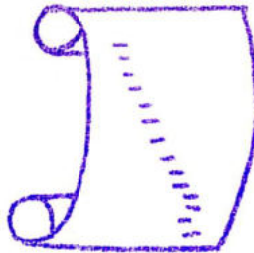


(INDICADORES)

(REGISTRADORES)



Tambor

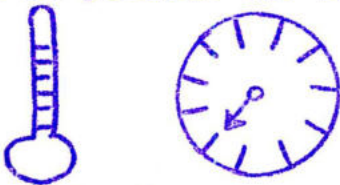


A rodillo

En general las variaciones longitudinales del elemento sensible son muy pequeñas, por ejemplo, la variación de la presión barométrica de 50 mb. corresponderá a solamente 0,2 mm. en la variación de la distancia que une los extremos de la cápsula. Por lo cual se hace necesario la amplificación de ese movimiento de la cápsula, pero esa amplificación del movimiento del elemento sensible también nos amplifica los errores del instrumento, eso nos hace limitar la amplificación.

A veces es necesario modificar el movimiento del elemento sensible, por ejemplo, del movimiento lineal a circular, o porque es sencillamente más fácil leer en un cuadrante determinado o por razones simplemente de espacio.

Eso lo podemos ver en un termómetro y un barómetro (aneróide). El termómetro tiene solamente amplificación del movimiento mediante el tubo capilar, mientras que el barómetro amplifica y modifica el movimiento lineal a un movimiento circular.



El cuadrante recto es aquel en el cual el índice se mueve a lo largo de una escala recta, tal como los termómetros, barómetros Fortin, etc...

El cuadrante circular es el que tiene forma circular o arco de circunferencia, tiene la ventaja sobre el anterior, de ser más compacto y que ocupa menos espacio.

Los registradores pueden ser a tambor o a rodillo. El tambor se mueve en función del tiempo y sobre éste va arrollada la faja grabada y es más barato que el rodillo.

El sistema de rodillo se usa en general en instrumentos eléctricos, donde el tiempo se rige por el ciclaje de la corriente eléctrica, su ventaja sobre el tambor está en la longitud del registro pero es más complicado.

AMPLIFICACION Y MODIFICACION DEL MOVIMIENTO.

Por lo general se puede efectuar de tres formas:

- 1) Con elementos de transmisión líquida.
- 2) Elementos de transmisión mecánica.
- 3) Elementos de Transmisión eléctrica.

La forma de transmisión depende del elemento sensible.
 En el caso de elementos de transmisión por líquido, la única forma de amplificar por este método es mediante un tubo capilar.
 Cuando el elemento de transmisión es mecánico podemos observar varias formas de modificar o amplificar el movimiento.

1) Por Palanca.

2) Por Engranaje {
 a) Rectos o cilíndricos { Rueda dentada
 b) Cónicos { Frotamiento
 c) Cremallera
 d) Tornillo sinfin

3) Por Leva.

4) Por cardioide.

Cuando el elemento de transmisión es eléctrico se hace midiendo la diferencia de potencial o intensidad eléctrica.

ANALICEMOS EL ELEMENTO DE TRANSMISION MECANICA POR PALANCA.

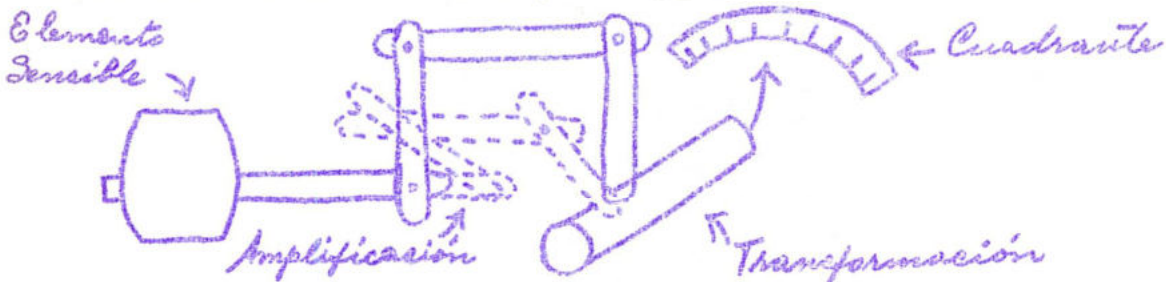
Es el más importante de todos, el cual consta de una barra rígida con un punto de apoyo sobre el cual puede balancearse, a ese punto de apoyo se le llama cuchilla y está hecha de metal duro y filoso a fin de evitar roces, por eso se le utiliza en sistemas precisos.



En caso de que el instrumento no sea tan preciso se usa una cupilla en vez de cuchilla, para eso, se le hace un orificio a la palanca y se le pasa un perno o cupilla el cual se apoya sobre una horqueta.

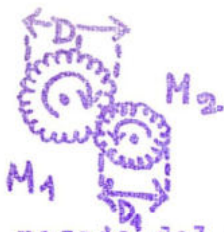
La palanca amplifica un movimiento lineal a otro lineal también por lo tanto no transforma sino amplifica.

Para transformar movimientos lineales o circulares se aplica un apéndice a un eje cilíndrico y por medio de un sistema de transmisión como el de la figura, el eje gira.



Se pueden efectuar ajustes de amplificación de instrumentos alejando o acercando del centro del perno el punto de aplicación de las distintas palancas.

ENGRANAJES.



Dos ruedas en las cuales se hacen pequeñas muescas, al ponerlas en contacto e imprimirles movimientos girarán alrededor de sus respectivos ejes. Quiere decir que con variación de diámetro entre una y otra rueda podemos multiplicar o disminuir el movimiento.

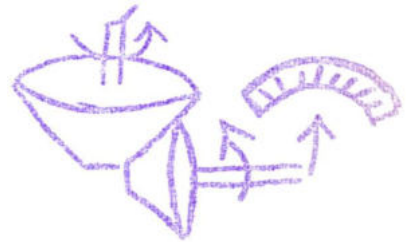
Ese pasaje del movimiento puede hacerse por dientes o por fricción si las ruedas presentan superficies planas.



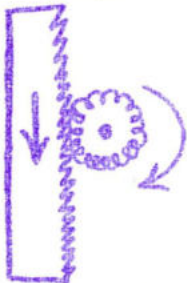
Si se quiere transformar un movimiento circular en otro normal a él pero circular también se usa el engranaje cónico, que es un sistema formado por dos conos con generatrices a 45° .

Los ejes de los dos conos forman entre sí un ángulo de 90° .

Los engranajes cónicos pueden ser de cara lateral dentada o cara lateral lisa, en éste último caso la transmisión depende del ajuste de los conos.



CREMALLERAS.

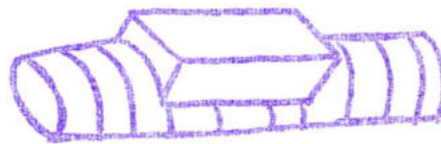


Es un sistema formado por una barra dentada sobre la cual se desliza un engranaje cilíndrico, de modo que un giro del engranaje se transforma en un movimiento lineal, cuando el elemento sensible va adosado al eje del cilindro y el cuadrante a la barra, es decir que transforma un movimiento circular en un desplazamiento.

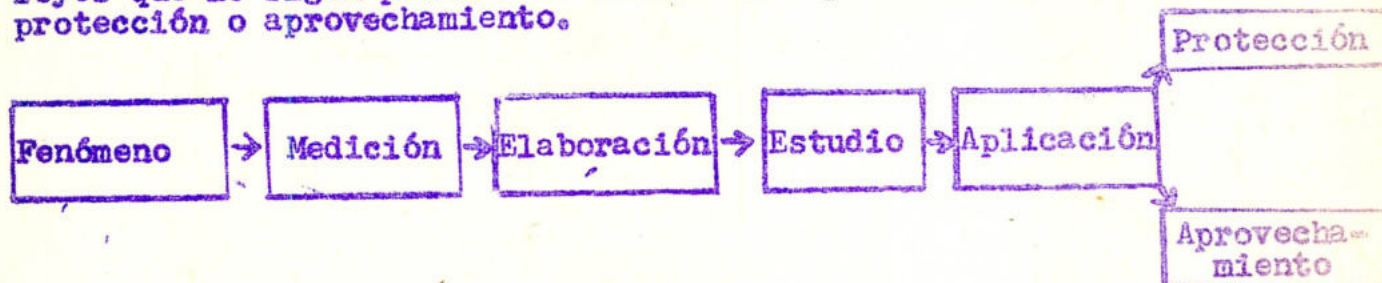
Una aplicación de este sistema lo vemos en el barómetro de mercurio, donde un tornillo mueve el Vernier.

TORNILLO SIN-FIN.

Es un tornillo roscado continuo sobre el cual se apoya una base con una rosca similar a la del sin-fin, al girar el tornillo esa base se desplaza de un lado al otro, este sistema transforma un movimiento circular en un movimiento longitudinal.



La sensación es el medio por el cual nos ponemos en contacto con cualquier fenómeno en forma cualitativa. En el estudio de su existencia hasta su aplicación necesitamos la noción cuantitativa, por consiguiente la noción cualitativa tenemos que transformarla en números por medio de una medición, la cual suministra los datos necesarios para el estudio del fenómeno de donde salen las leyes que lo rigen pasando de estas a su aplicación que puede ser de protección o aprovechamiento.



La medición acompaña dinámicamente al proceso con el tiempo, lo cual relaciona estudiadamente al fenómeno con su aplicación. Como ejemplos de fines protectivos podemos indicar:

- 1) Pronósticos (corto y largo plazo, aéreo, marítimo y servicio público)
- 2) Campañas contra el granizo.
- 3) Lucha contra Heladas

Como ejemplo de aprovechamiento:

- 1) Todo estudio hidroeléctrico lleva aparejado el estudio pluviométrico
- 2) Lluvia artificial.
- 3) Energía Solar.

Luego, medir es comparar dentro de una convención cualquiera con un método cualquiera y así podemos transformar un fenómeno sensorial de tal forma de poder ser apreciado con la vista.

Para medir tenemos que tomar en cuenta:

- 1) Qué vamos a medir.
- 2) Cómo vamos a medir.
- 3) Dónde vamos a medir.
- 4) Cuánto tenemos que medir.

Referente a (1) está limitada por el aspecto técnico-económico para disponer de los instrumentos adecuados. En cuanto a (2) dada la aplicación a efectuar del fenómeno, ella define por, si sola la serie de parámetros a medir.

En cuanto a (3) está implicado el fin para el cual se mide. EJ; para un fin sinóptico hay un conjunto de parámetros que nos interesa medir en lugares adecuados que son distintos a los requeridos para otros fines, y aquí también entra en función el punto (4) cuánto tenemos que medir.

En meteorología se ha tendido a resumir los datos en uno solo, por economía, e inclusive modificarlos para que puedan ser útiles a varios fines al mismo tiempo.

Los parámetros más comunes que se miden en meteorología son los sig:

- a) Presión { Presión
Tendencia
- b) Temperatura { Seco
Bulbo húmedo
Máxima
Mínimo
- c) Humedad { Punto de rocío
Humedad relativa
Tensión de vapor
- d) Precipitación { Lluvia
Nieve
Granizo
- e) Visibilidad { Horizontal
Oblicua
- f) Nubosidad { Tipo
Altura
Dirección (procedencia)

Todos estos parámetros configuran casos de aplicación sobre los que se apoya toda la meteorología.

Para los fines de aprovechamiento debemos tener una distribución de los parámetros en el espacio y en el tiempo es decir:

$$P = P(x, y, z, t)$$
$$T = T(x, y, z, t)$$
$$U = U(x, y, z, t) \text{ etc.}$$

Donde (t) queda determinado en cada instante.
 Esta función es imposible de obtener para cada uno de los parámetros, pues no podemos medir para cada uno de los puntos del espacio y en cada instante.
 Entonces lo primero que hacemos es prefijar los instantes (t) por Eje

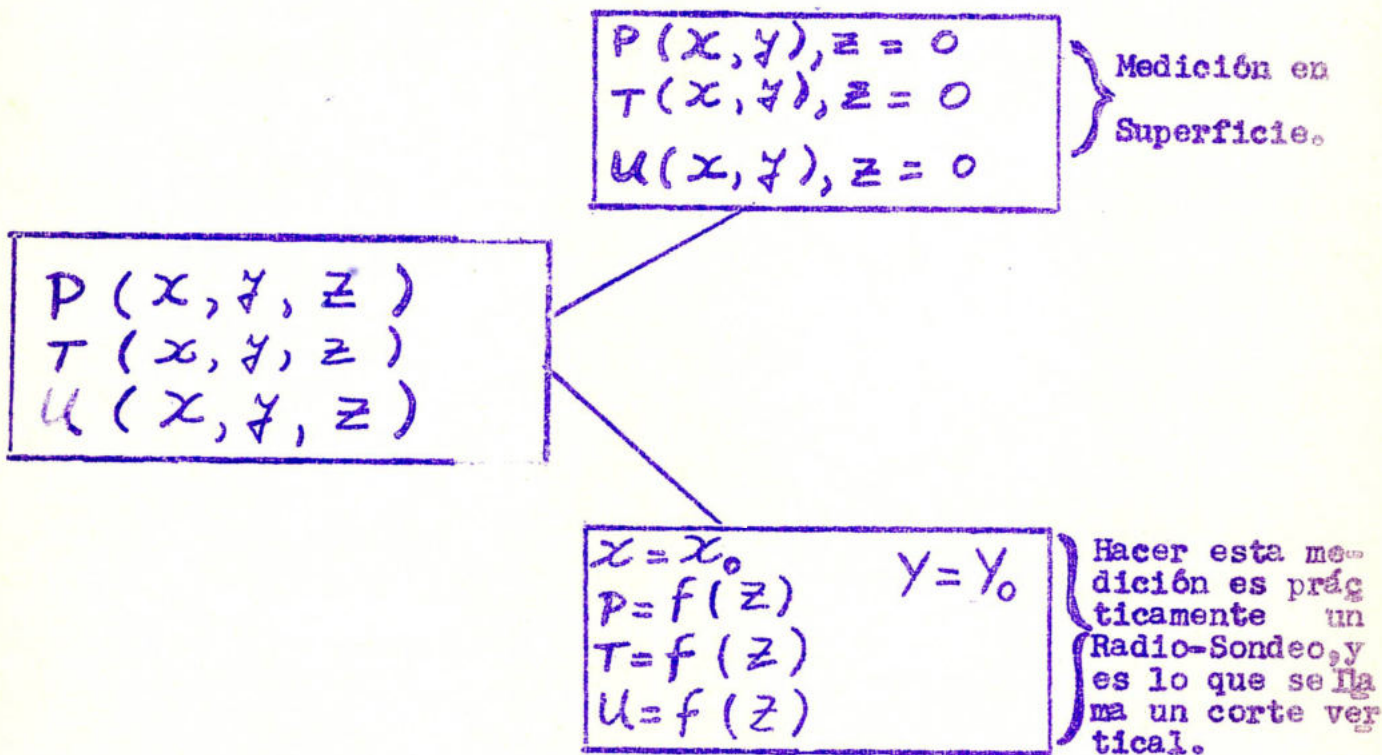
$$t = 0 \quad \begin{aligned} P &= P(x, y, z) \\ T &= T(x, y, z) \\ U &= U(x, y, z) \\ &\text{etc.} \end{aligned}$$

A este conjunto de parámetro se le llama, Estado del Tiempo en un instante dado.

Pero tampoco podemos hacer observaciones en todos los puntos de la atmósfera, por consiguiente podemos observar de dos maneras:

a) Para un nivel $z = 0$ ver lo que pasa con los distintos parámetros al hacer variar (x, y).

b) Para un punto fijo ver lo que pasa al variar la altura.



Si tenemos varios puntos (x_1) (y_1) (x_2) (y_2) se tiene una red de observaciones y por integración se puede estudiar el problema en tres dimensiones, con lo que podemos confeccionar una carta de altura, pero se hace necesario, fijar de ante mano la separación entre las Estaciones así, como el intervalo entre los instantes de observación.

Ademas debemos de tomar en cuenta la distribución del elemento meteorológico con la altura en (x_0, y_0) , por consiguiente debo saber, con qué sensibilidad tengo que medir cada parámetro.

Para cada parámetro y cada necesidad se busca una sensibilidad distinta, por Ej; para fines sinópticos basta con Estaciones distintas a 150 Km. y en temperatura se podría aceptar una sensibilidad de $0,5^{\circ}\text{C}$.

Pero en sinóptica junto a la temperatura debemos medir la humedad, la cual hay que determinarse con un 2-3% máximo de error, por lo tanto hay que medir la temperatura de acuerdo a la teoría de errores con una sensibilidad de $0,1^{\circ}\text{C}$.

Para fines de estudios micro-climatológicos, por Ej; en previsión de heladas, es necesaria una precisión del $0,03^{\circ}\text{C}$ y además estas mediciones se deben hacer a 1-3-5-8 metros de altura respecto al suelo.

Definición de las Estaciones:

SINOPTICA: Estaciones dedicadas a la observación para fines sinópticos, es decir, para el trazado de las cartas del tiempo que dá lugar al pronóstico. La característica de este tipo de Estaciones es la premura con la cual debe transmitir los datos.

CLIMATOLOGICA: Realiza observaciones para fines climatológicos, con las cuales se hace una configuración medio de la atmósfera en la región considerada. Esto se hace mediante registros con los cuales se trazan cartas estadísticas.
El dato no tiene urgencia en llegar a la Central, sino que se envía mensualmente.

METEOROLOGIA AGRICOLA: Facilita información biológica y meteorológica, destinada su aplicación a fines Agrícola-Ganadero.

METEOROLOGIA AERONAUTICA: Efectúa observaciones a fin de elaborar los informes meteorológicos para la protección de la navegación aérea internacional. Si están dedicadas a la protección de la navegación aérea con fines exclusivamente de cabotaje, no entran dentro de esta clasificación.

FINES ESPECIALES: Realiza observaciones con fines de investigación sobre algunos elementos determinados con anterioridad.
Una misma Estación puede estar clasificada para varios fines, tal como, Sinóptica, Climatológica y Aeronáutica al mismo tiempo.

CLASIFICACION DE ESTACIONES.-

(Ver publicación de OMM. Reglamento Técnico)



Climatológicas. {
1° Orden - Principales
2° Orden - Normales
3° Orden - Auxiliares

Met. Aérea No tienen.

Fines especiales {
Con radar de nubes e hidrometeoros
Radiación
Atmósfericos
Microclimáticas
Ozono
etc.

Meteorología Agrícola {
Seleccionadas Principales
Ordinarias
Auxiliares

También comunica las observaciones que serán utilizadas en el intercambio internacional de datos para la confección de la carta sinóptica.

Confeccionar una carta sinóptica no sólo requiere los datos del país sino también los datos de países limítrofes.

El grupo de los datos de un país, que corresponde a una hora prefijada constituyen el METEO de ese país, que se irradia con un horario prefijado y en una frecuencia también conocida por quienes lo reciben. El METEO, está formado por el conjunto de observaciones provenientes de las estaciones sinópticas terrestres básicas.

ESTACIONES SINOPTICAS TERRESTRES SUPLEMENTARIAS. Estación de superficie que no sea básica y que en una forma u otra contribuyen al trazo de la carta del tiempo. Es decir que tiene fines sinópticos. Esta estación no está incluida en el intercambio Internacional.

ESTACION METEOROLOGICA MARITIMA FIJA. Toda estación que ocupe un punto de coordenadas fijas dentro del Océano, sea en una balsa, un pontón o cualquier otro medio flotante fijo, equipada con instrumentos y dotada de personal capaz de realizar observaciones sinópticas y cuya información se incluye en el intercambio Internacional de datos.

ESTACION METEOROLOGICA MARITIMA MOVIL. Toda estación instalada a bordo de un buque con la cooperación del armador o del Capitán del buque por una parte y por otro lado la cooperación del servicio meteorológico del país bajo cuya bandera está el buque. Como los buques son usuarios de la información meteorológica, generalmente colaboran con los respectivos servicios, en este punto realizando observaciones en la ruta que el buque hará.

ESTACIONES MOVILES SELECCIONADAS. Estaciones instaladas a bordo de un buque para observar factores sinópticos y comunicar observaciones que se destinan al intercambio Internacional de datos.

ESTACION SUPLEMENTARIA Y ORDINARIA. Es una estación con un equipo completo de instrumental verificando pero que informa en código abreviado; no está incluida en el intercambio Internacional.

ESTACIONES AUXILIARES. Instaladas a bordo de un buque, carecen de instrumental verificado y dá informes a pedido del interesado en texto claro.

Medios Electrónicos:

RADIOVIENTO. Observaciones del viento en capas superiores.

RADIOSONDAS. Observa presión, temperatura y humedad en las capas superiores de la atmósfera con instrumentos que utilizan medios electrónicos de transmisión.

ESTACION DE TEODOLITO O GLOBO PILOTO. Es aquella en la cual se determina visualmente la dirección y velocidad del viento en las capas superiores de la atmósfera, siguiendo la trayectoria de un globo libre.

ESTACIONES EN AVIONES. Son las instaladas en una aeronave de reconocimiento meteorológico. Están incluidas en esta clasificación, cuando tienen mandato meteorológico.

Los aviones comerciales, también realizan observaciones y aunque estas se utilizan en los Aeropuertos de destino, este hecho no se encuentra patrocinado por la OMM.

ESTACION CLIMATICA DE 1er. ORDEN.

Esta es una estación, donde se efectúan grabaciones autográficas o lecturas horarias de presión barométricas, temperatura, humedad, viento, asoleamiento y precipitaciones, así como observaciones a horas fijas de cantidad y tipo de nubes y se hacen anotaciones sobre el estado del tiempo.

En definitiva la condición fundamental es tener registros horarios de distintos parámetros.

ESTACION CLIMATICA DE 2do. ORDEN.

Es una estación donde se observan: temperatura, humedad, viento, nubosidad y el estado del tiempo, 2 veces al día a horas fijas y en las que se observan diariamente temperatura máxima y mínima, cantidad de precipitación y asoleamiento.

ESTACION CLIMATOLOGICA DE 3er. ORDEN.

Son aquellas estaciones que no caben en las definiciones anteriores, es decir estaciones incompletas, y que observan de una vez al día o que observan a horas no fijadas.

ESTACIONES METEOROLOGICA AGRICOLA PRINCIPAL.

Es la estación que facilita simultáneamente observaciones meteorológicas y biológicas detalladas y en las que se efectúan investigaciones sobre AGROMETEOROLOGÍA.

Los medios instrumentales al alcance y la frecuencia de las observaciones tanto meteorológicas como biológicas y el personal profesional ha de ser tal que permita realizar investigaciones sobre cuestiones agrícolas-ganaderas, de interés para los países o regiones representadas por dicha estación.

Estos cometidos han sido, indudablemente confeccionados por agrónomos meteorólogos que transformaron en esta forma, una estación en un verdadero centro de investigación, lo cual no se ajusta estrictamente a las definiciones generales de estaciones meteorológicas.

Las estaciones de meteorología agrícola, facilitan normalmente, informaciones AGROMETEOROLOGICAS, y pueden estar equipadas para participar en las investigaciones de problemas determinados.

En general el problema de observación biológica y fenológica para la investigación, dependerán de las condiciones climatológicas locales, y en donde se encuentra enclavada la estación.

Dentro de esos estudios AGROMETEOROLOGICOS, está la fenología, que es la ciencia que se entiende con el estudio de por ejemplo: brotación, floración y fructificación de los vegetales, y en lo que tiene vinculación con la climatología. Entra también en esto el estudio de los diferentes parásitos que atacan a los vegetales.

ESTACION DE METEOROLOGIA AGRICOLA AUXILIAR:

Facilita información biológica y meteorológica. La información meteorológica puede comprender datos sobre temperatura y humedad del suelo, evapotranspiración potencial (contenido de agua líquida que evapora a través de la superficie del suelo o plantas), sondeo detallado de las capas bajas de la atmósfera.

La información biológica puede referirse a fenología, aparición y desarrollo de enfermedades vegetales, etc.

De la definición anterior, surge que una estación agrometeorológica auxiliar es un centro bastante completo.

ESTACIONES PARA FINES ESPECIALES.

Estaciones encargadas de la observación de fenómenos met. que no entran en ninguna de las definiciones realizadas hasta ahora.

Se dedican por ej: a una o varias de las observaciones sig: auroras boreales, campo eléctrico, etc.

Dentro de esta clasificación podemos describir unos cuantos tipos: Localización con Radar de nubes e hidrometeoros. Es una estación que realizan determinaciones de masas precipitantes y sus movimientos o estructura y movimiento de masas nubosas por intermedio de un Radar Met.

Estación de Radiación. Son aquellas en las cuales se realizan las observaciones que concurren a la determinación de Radiación Solar directa, sobre el plano horizontal, Radiación global o del cielo en las distintas longitudes de ondas del espectro.

Hay algunas otras estaciones como las Hidrológicas, de ozono, etc.

DISTRIBUCION Y UBICACION GEOGRAFICA DE ESTACIONES.

Se vuelve aquí a formular la pregunta: ¿Dónde tengo que medir?, ¿Dónde me encuentro?, y eso depende de tres condiciones:

- 1) Qué es lo que tengo que medir.
- 2) Fines y uso de las observaciones.
- 3) Condiciones técnico económicas que limitan el desarrollo que podamos o queremos hacer.

RED. SINOPTICA.

¿Dónde la ubicaremos?

Sabemos que el fin de la red sinóptica es permitir la confección de la carta de tiempo. Esto significa una representación cartográfica en el plano, del estado del tiempo en un instante dado.

Estado del tiempo es el conjunto de parámetros met. en una zona en un instante dado.

La ubicación de una red de estaciones met., no es un proceso fácil: se modifica o puede modificarse con el tiempo. Generalmente la ubicación final, obedece a una serie de tanteos hasta que finalmente la estación ocupa una localidad definitivamente.

Si la tierra fuera plana y las masas de aire que la rodean fuera una sola; si no hubiera topografía, es decir si no existieran influencias variables, pocas estaciones serían suficientes. Pero las diferentes topografías hace que la distribución uniforme de estaciones, del caso ideal no sea posible.

Al margen de cierto conocimiento teórico, todos los conocimientos del terreno en forma experimental se puede llegar a la mejor distribución.

La distribución es, entonces según características locales.

Hipotéticamente, haríamos una cuadrícula sobre el mapa y en las intersecciones ubicaríamos las estaciones. Pero cualquiera de esas intersecciones puede coincidir con una montaña o con cualquier otro accidente geográfico. Y si se trata de montañas los gradientes de presión barométrica serán muy grandes y por ejemplo junto al mar los gradientes de temperatura serán también grandes. En una palabra ya que tenemos un motivo para ver que esa distribución no será buena. Además si la zona es pequeña, el efecto de la latitud no se hace sentir, pero si lo es, se sentirá.

En resumen la red debe permitir trazar con la misma exactitud, isobaras, isotermas, etc. es decir considerando las condiciones topográficas. Todo esto considerando que es fácil colocar o distribuir las estaciones tal como si se pusieran sobre el mapa con la mano.

Pero como el observador debe tener ciertas comodidades mínimas y es necesario además comunicar rápidamente las observaciones a la central una estación bien ubicada, puede no ser de ninguna utilidad por falta de teléfono, radio etc., soluciones que se pueden dar a costa de grandes gastos.

En la mayoría de los países la red met. no es el ideal desde el punto de vista met., de cualquier forma dado que lo primordial es el trazado de las isobaras cada 2 mb., prácticamente hay que instalar una estación cada 2 mb. de variación de la presión barométrica.

Para las latitudes medias, la variación de la presión es de un mb. cada 100 Km., de donde resulta que en término medio se puede fijar una estación cada 200 Km. Esto para una zona netamente templada media. Esta distribución se hace, lógicamente sin tener en cuenta ciertos casos particulares.

La OMM, fija una estación sinóptica, terrestre cada 150 Km. En lo que se refiere a las estaciones sinópticas marítimas donde no hay influencia topográfica, pero si influencias de la latitud, se puede espaciar un poco más.

Pero es obvio que en una estación sinóptica marítima es cara debido a la plataforma en la cual está ubicada, de modo que la OMM, aconseja un informe cada 300 Km.

Las estaciones de altura, con sus gastos, se trazan las cartas de altura o sea niveles topográficos, no son en general influenciadas por accidentes topográficos por lo que pueden instalarse más separadamente, fijando la OMM, una cada 500 Km, tratando en lo posible que esa red pueda llegar a tener una estación de altura cada 300 Km, considerándose aceptable para zonas desérticas o marítimas una cada 1.000 km.

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS

Los datos de estas estaciones se usan para trazar cartas de valores medios anuales, estacionales o mensuales de presión, temperatura, humedad, temperatura máxima y mínima, etc., que constituyen el conjunto de parámetro estadístico representativo del clima.

En las cartas climáticas, la influencia topográfica y de latitud, deben tomarse en cuenta y la característica al respecto para estaciones sinópticas se aplica a las climatológicas, dependiendo mucho del fenómeno que se trate.

Por ejemplo la temperatura varia, en general suavemente respecto al plano horizontal. Una carta climatológica de variación de temperatura media, basta con estaciones situadas cada 150 Km. OMM, para toda la Argentina.

Para la lluvia, que es un proceso aleatorio pues su distribución no se rige por ninguna lógica, dado que puede llover intensamente en el centro de Bs.As. y no llover en la Boca, debe ser medida u observada por medio de un número grande de estaciones pluviométricas. Es así que se ha previsto que para una carta pluviométrica de la Argentina se necesitan entre mil y dos mil estaciones de ese tipo y debemos agregar que cuanto masa esté disponible mejor será para lograr un mapa verdaderamente representativo de la realidad.

La ubicación de la estación climatológica, así como la distancia entre ellas depende del uso que se dará al dato.

Para estaciones de primer orden, basta una estación cada 150 Km (OMM) pero como dijimos para las pluviométricas esta distancia es muy grande. Es así que se ha hecho convenios con el ferrocarril y cada estación del mismo es una estación pluviométrica.

Las estaciones agrometeorológicas no constituyen en realidad una red, ya que sabemos que son verdadero centro de investigación que lógicamente se ubican en las zonas agrícolas representativas. Además y dada la particularidad de dichas estaciones no hay verdaderamente vinculación entre unas y otras. Por ej. Se ubica una estación agrometeorológica en una zona papera y es lógico que dicho centro se dedique a todo lo que tenga relación a la especialidad respectiva.

Cada estación de ese tipo, trabaja en realidad aisladamente por lo que hablar de red, no es propio hablar de red de estación agrometeorológica.

La estación agrometeorológica está por lo tanto ubicada en centros de investigación para la agricultura y la ganadería, zonas forestales, parques y reservas nacionales cuyo clima obstaculiza el desarrollo de la agricultura y la ganadería.

ESTACIONES DE METEOROLOGIA AERONAUTICAS.

Su ubicación depende del trazado de las rutas Aéreas internacionales.

ESTACIONES ESPECIALES.

Su distribución es variable y depende de los fines de utilización de instrumentos etc.

Una red de radares para nubes y tormentas, considerando que estos radares tienen un alcance de 300 Km. Deben estar distribuidas de modo que cada radar o cada estación diste de la más cercana 600 Km.

HORAS DE OBSERVACION DE LAS DISTINTAS ESTACIONES.

Responde como siempre a la pregunta: Cuándo se debe medir? Depende además de los fines a que se destine la observación y la variación con el tiempo que tenga el fenómeno.

Si tomo uno de los cualquiera parámetros que componen el estado del tiempo, por ejm. la temperatura, y tengo una distribución como la de la figura de la derecha, desde el punto de vista sinóptico cuando se trazan las cartas se requiere y se logra una secuencia del estado del tiempo que permite estudiar su evolución o sea la distribución de los diversos parámetros.

Si esos estados del tiempo son diarios, tengo un secuencia de 24 horas, que es un intervalo demasiado grande para los fines sinópticos. Cuando más justo se desea el pronóstico, más corta debe ser la secuencia de las cartas sinópticas.

Pero como para algunos países este horario es difícil, por las horas locales que corresponden como en Argentina las observaciones se realizan a las 12 24 Z

ESTACIONES CLIMATOLOGICAS DE 1er. ORDEN.

De acuerdo a la definición, registrada 24 horas diarias o sea que hace observaciones horarias.

Además fija que deben darse datos de nubes, estados del tiempo y esas horas fijas son:

0 12 18 Z

2do. Orden, generalmente 12 18 Z

3er. Orden:

temperatura máxima a las 24 Z

temperatura mínima y pluviométrica a las 12 Z

las restantes estaciones no tienen horario fijado por OMM.

ESTACIONES DE METEOROLOGIA AERONAUTICA.

Las observaciones dependen de los vuelos en las rutas.

ESTACIONES ESPECIALES.

No tienen horario.

En radiación, generalmente se hacen observaciones horarias.

INSTRUMENTAL QUE DEBE TENER UNA ESTACION. (OMM)

Depende de la definición de la estación

ESTACION SINOPTICA BASICA.

Anemocinemógrafo.

Nefoaltímetro

Termómetro Seco

" Humedo

" de Máxima

" de Mínimo

Barómetro

Barógrafo

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Facultad de Ingeniería
Año Académico 1.962-63
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

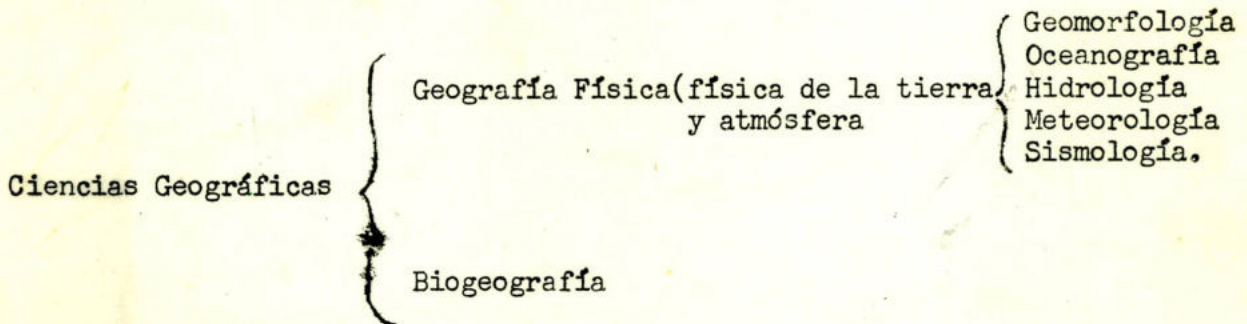
ASIGNATURA: Climatología

PROF.: Rafael Convit

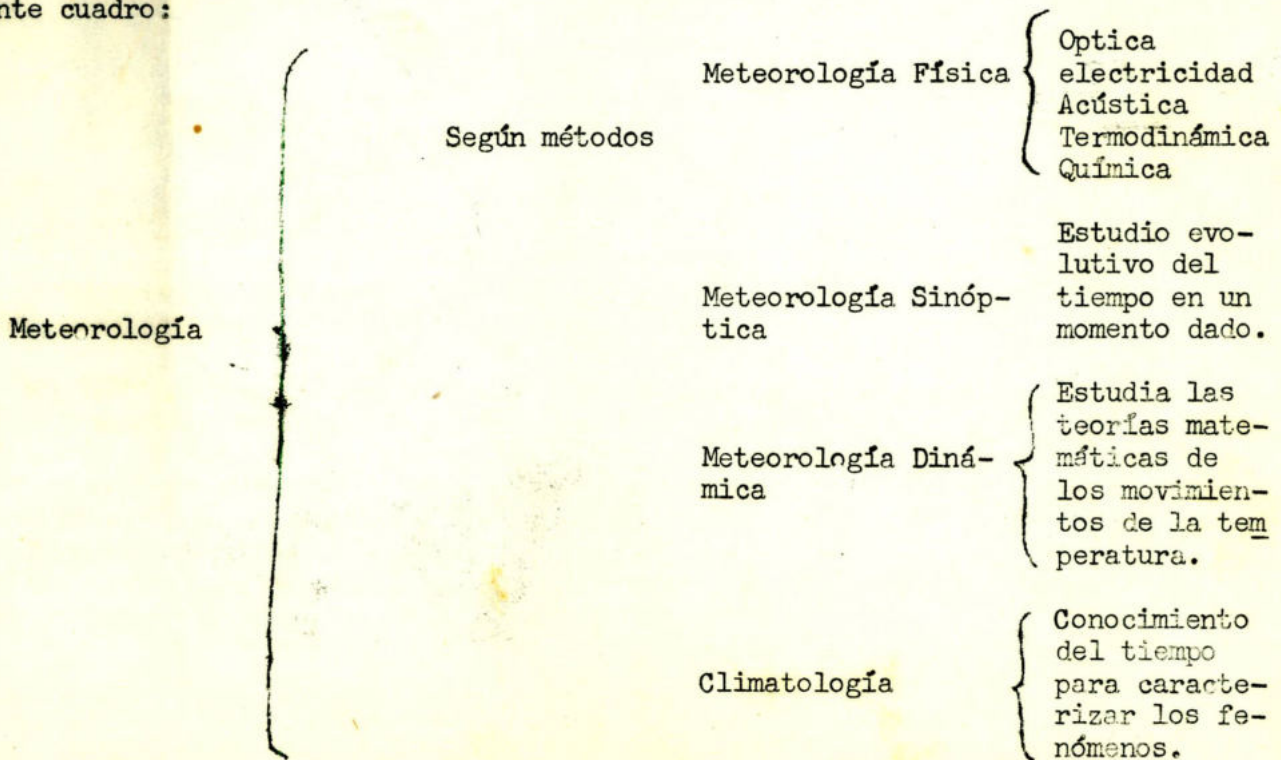
TESIS N° 1.- Métodos de investigación: a) experimental b) por observación c) por instrumental.-

Antes de entrar a la definición de Climatología debemos primero conocer la ubi cación de la Meteorología, de la cual forma parte la primera.

La Meteorología es una parte de las ciencias geográficas o mejor dicho geofisi cas; estas ciencias se dividen según el cuadro siguiente:



La Climatología es un método de la Meteorología como lo podemos ver en el si- guiente cuadro:



Sabiendo ya que la Climatología es un método Meteorológico, es de nuestro interés definir entonces lo que llamamos clima. Quien primeramente definió el clima fué Thaus y lo definió como el estado medio de la atmósfera en un lugar de la tierra.

Esta definición adolece de un defecto y es que no existe promedio en algunos elementos Meteorológicos.

Otros geógrafos optaron por vincular el clima a la vida como por ejemplo: Köppen, quien lo define como la suma total de las condiciones en lugar dado de la tierra, la cual permite la vida.

La definición más acertada del clima, es el que lo define como el conjunto de fenómenos atmosféricos, que ocurren en un momento dado en un lugar de la tierra.

Elementos del clima y del tiempo.-

Los elementos del tiempo son aquéllos característicos del mismo, los cuales pudiendo medirse contribuyen a definirlo o valorarlo. Los factores del clima son las variaciones simples o complejas que contribuyen a dar las magnitudes de esos elementos.

Factores del clima por ejemplo son:

- | | | |
|----------------|---|---|
| Geográficos | } | Tierras y mares
Altitud
Barreras montañosas
Corrientes marinas |
| Meteorológicos | } | Distribución de los Centros de alta y baja presión
Vientos y masas de aire
Tormentas tropicales |

Todos estos factores actúan sobre los elementos:

- a) Temperatura
- b) Precipitación
- c) Evaporación
- d) Presión
- e) Vientos

La integración de estos elementos nos lleva a los tipos y variedades de clima, lo cual será tratado en otra oportunidad.

Por largos años, la Climatología fué una ciencia puramente descriptiva. La recolección de datos Meteorológicos era compilado estadísticamente ordenado y entonces el material servía como una de las unidades fundamentales para la geografía en cuanto se refiere a la descripción de la superficie de nuestro planeta. El aire del medio ambiente de los habitantes humanos del globo, demuestra ser de importancia única principalmente debido a que no es un factor constante, en contraste con la topografía, suelo y fuentes naturales, las cuales permanecen al menos dentro de la vida humana aproximadamente constantes, excepto para aquellos cambios causados por el

hombre y sus actividades. El clima es un elemento de pulsación aún si no se toman en cuenta las variaciones caprichosas del tiempo. Las influencias climáticas se proyectan en la vida de los individuos así como de la comunidad. Las migraciones históricas y aún la población presente, su ubicación, etc. están relacionadas con los factores climáticos.

El tiempo a pesar de los esfuerzos hechos hasta el presente no ha podido ser dominado y modificado al antojo del hombre, de allí que la Climatología tenga uno de los papeles más importantes en la vida del hombre; la agricultura en todas sus fases puede utilizar en forma excelente los conocimientos climáticos.

El clima gobierna los cultivos que se hagan en un área dada, también determina la propia utilización de las tierras, es decir, señala donde puede prosperar las hierbas, árboles, cultivos de granos.

Es decir, que el clima influencia grandemente la vida humana, no solo en agricultura como renglón más importante para el sostenimiento de la especie humana, sino también en otras actividades como en la construcción, sobre todo para evitar la contaminación del aire, también para la salud humana, en la construcción de carreteras, puentes y en fin de toda la actividad humana.

Una muy importante actividad que no debemos dejar fuera es la del transporte sobre todo el aéreo y marítimo, donde la influencia del tiempo es capital para la vida.

Definiciones.-

Desde su desarrollo de una ciencia descriptiva a una ciencia física, la divisoria que circunda el campo meteorológico, físico y geológico están muy pobremente definidos y como de costumbre los mayores progresos se hacen alrededor de esta divisoria, por consiguiente, no son posibles definiciones precisas o por lo menos deseables.

¿Que es climatología?

Climatología es la ciencia que tiene que ver con el tiempo o mejor dicho con el clima.

Ahora bien, clima tiene varias definiciones en los diferentes libros de Climatología, estas diferentes definiciones son más bien un signo saludable ya que significan que este campo teórico es fluido y por consiguiente es una antesala para el desarrollo de esta ciencia, es decir, una ciencia que va en progreso y no un campo muerto de conocimientos.

Como se dijo anteriormente el clima se puede definir como un estado colectivo de la atmósfera de la tierra para un sitio dado con un específico intervalo de tiempo. Esta definición contiene tres partes: la primera se relaciona con el estado colectivo de la atmósfera de la tierra, lo cual nosotros comunmente llamamos tiempo, éste es establecido comunmente por medio de medidas físicas de los varios elementos atmosféricos los cuales caracterizan este tiempo. Una serie de tales observaciones se desarrollan en un período extenso de tiempo formando una estadística colectiva, tales estadísticas pueden ser descritas por varios parámetros estadísticos, de los cuales uno de los más comunes es la media, por ser más fácil de establecer para varios elementos y ha sido muy usado para clasificaciones climáticas.

En calefacción, ventilación o aire acondicionado se pueden hacer experimentos para la solución de estos problemas.

Las calderas, ventiladores y aparatos de refrigeración se pueden construir estableciendo cualquier condición inicial deseada y los efectos dentro de una unidad separada se pueden estudiar.

Los laboratorios de Climatología se han construido con el objeto de hacer réplicas a los efectos observados en la naturaleza. El tipo más simple es el invernadero para crecimiento de plantas donde un clima artificial controlado puede ser cambiado para encontrar algunas condiciones experimentales, se pueden entonces hacer por consiguiente estudios de los efectos de la luz y el calor sobre las plantas.

Cambios climáticos se han usado en investigaciones médicas para producir condiciones climáticas deseadas para usos terapéuticos o para efectos fisiológicos de los elementos del clima.

Con referencia a los climas naturales se pueden hacer solamente experimentos ocasionales.

En algunas ocasiones se han elaborado modelos que representan réplicas para obtener una mejor comprensión de los fenómenos dentro de la naturaleza. Los estudios de laboratorio se han orientado al estudio de los fenómenos de radiación principalmente y el resultado de tales estudios ha sido de gran valor sobre todo en lo que se refiere a la construcción de casas o edificios. Algunas de las experiencias realizadas para tratar de cambiar el clima en pequeña escala en lugares o pequeñas áreas son las tendientes al cambio del suelo superficial por medio de la plantación de plantas rastreras, o el uso de vallas y cercas aplicando riego o por medio de drenaje. Algunos resultados se verán más adelante cuando tratemos de las características especiales de ciertas condiciones de tiempo que influyen en el clima.

Por observación.-

La observación del comportamiento de la naturaleza ha sido hasta el momento el medio más aproximado a la solución de los problemas climáticos. Por ejemplo para efectuar el análisis climático de la atmósfera es necesario efectuar el mayor número de observaciones para así poder seguir el comportamiento de ella y poder llegar con cierto grado de certeza a tal análisis. La atmósfera siendo un cuerpo formado por una serie de gases y algunas substancias líquidas y sólidas en estado físico debería ser conocido mediante la temperatura y la presión, sin embargo para una descripción climática el valor de la presión en un punto es de muy poco valor, lo que interesa sobre manera son las diferencias de presión de un punto a otro lo cual origina los grandes movimientos de la atmósfera, es decir, los movimientos del aire, siendo estas observaciones bastantes distribuidas.

El estado instantáneo del movimiento atmosférico es la materia principal en Meteorología y el patrón medio del flujo es el campo principal de la Climatología Dinámica.

En Climatología Física el problema más importante son los elementos del tiempo y ciertos factores derivados de éste que afectan las plantas, los animales y las actividades humanas.

Alis Castro Rodriguez
10-1-63.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Facultad de Ingeniería
Año Académico 1.962-63
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

ASIGNATURA: Climatología

PROF.: Rafael Convit

TESIS N° 2.- Métodos de Investigación de la temperatura, Radiación Humedad y viento.- Instrumental y Registros.-

Medidas de la temperatura.-

Los instrumentos con que se mide la temperatura son los denominados termómetros; los numerosos efectos de los cambios de temperaturas pueden ser usados como índices o mejor dicho, los efectos que producen estos cambios en los cuerpos. La principal característica o efecto sobre los cuerpos es la dilatación lineal causada por el calor lo cual es muy utilizada en los termómetros para su construcción.

Esta propiedad de alargar o bien el líquido o el metal generalmente mercurio que llena el tubo termométrico es como se ha dicho, la principal característica aprovechada para la construcción de termómetros, sin embargo esta no es la propiedad única usada, pues entre estos termómetros tenemos los llamados termómetros de resistencia y los llamados termocuplas; los primeros o sean los termómetros de resistencia aprovechan las propiedades que tienen ciertas sustancias de modificar su resistencia eléctrica con la temperatura; los termocuplas aprovechan los efectos termoeléctricos. Para que todos los termómetros sean de la forma que sean, lean en un momento dado la misma temperatura es decir, para que las lecturas sean comparables es necesario entonces efectuar una calibración uniforme en todos ellos; sin embargo aunque el límite superior o inferior tiene un significado físico fijo, las escalas sin embargo son variables dos de las principales; las cuales están en competencia las escalas de Fahrenheit y la Centígrada.

La escala Fahrenheit (1710) la cual toma el nombre de su inventor, toma como puntos fijos para su termómetro, la temperatura de una mezcla de nieve y sal de amoníaco el cual supone sea el más bajo posible antes del congelamiento dando a este punto el valor (0°C), como un segundo punto él toma la temperatura del cuerpo humano, lo cual como se sabe hoy en día es una variable y a esta lectura le asigna la cantidad 100°.

En la escala Centígrada los puntos fijos fueron propuestos por O. Römer y las subdivisiones fueron concebidas por Celsius (1736) y Linne (1745), el punto de congelamiento y ebullición del agua destilada fueron 0° y 100° respectivamente. En Climatología solamente se usan hoy en día estas dos escalas que acabamos de exponer.

En Meteorología se usa también otra escala además de las anteriores la cual se llama escala de temperatura absoluta, la cual no trataremos aquí por escaparse de los propósitos climatológicos.

Generalmente los países de habla inglesa usan la escala Fahrenheit y los de origen latino la Centígrada siendo también usadas algunas veces las dos escalas, por lo cual es necesario en un momento dado la transformación de una escala a otra lo cual se muestra de seguida:

Conversión de grados centígrados a Fahrenheit

Conversión de grados Fahrenheit a centígrados

La escala Celsius es considerada la escala más lógica y ha sido adoptada por los científicos del mundo. La única ventaja que tiene la escala Fahrenheit es que constituyen divisiones más pequeñas que un grado centígrado lo cual en muchos casos hace innecesaria usar décimos para expresar la temperatura, fuera de esta razón, solamente la dificultad de vencer una costumbre de medir que viene de mucho tiempo atrás, impide la adaptación de la escala Celsius o Centígrada para todo el mundo.

Los aparatos usados como ya se dijo para medir la temperatura son los termómetros; el más usado para medir las temperaturas es el de Mercurio el cual describiremos a continuación.

Consiste este termómetro de una esfera de vidrio con una extensión en forma de tubo capilar dentro de la cual se coloca una pequeña cantidad de mercurio, el tubo capilar siendo de igual diámetro en toda su longitud, por efectos de temperatura se dilata el mercurio estableciendo las temperaturas entre los límites que se enunciaron anteriormente.

El mercurio puede usarse para los propósitos climatológicos desde las temperaturas más altas alguna vez observadas hasta las más bajas de -38°C ($= -36,4^{\circ}\text{F}$) la cual está cerca del punto de congelación del mercurio.

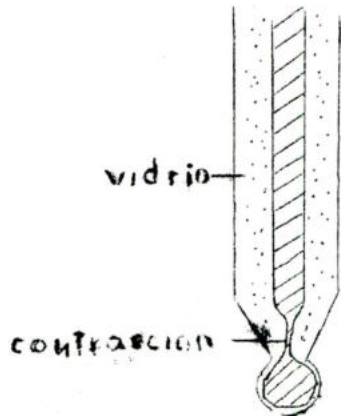
Cuando se desea medir temperaturas más bajas entonces hay que usar en lugar de mercurio los alcoholes; uno de los más usados es el alcohol etílico normal el cual se puede usar para todo el rango de temperaturas climatológicamente experimentadas. Este alcohol tiene un punto de ebullición de 78°C (172°F) y un punto de congelamiento de -112°C (-170°F).

El vástago de vidrio de los termómetros generalmente lleva la calibración. Desde el punto de vista climatológico es deseable tener calibración en $1/2^{\circ}$ y aún mejor $1/5^{\circ}\text{C}$. Una de las dificultades principales que se encuentran con todos los líquidos termométricos incluido el mercurio es la separación o fragmentación de la columna capilar. Para obviar esta dificultad se usa el procedimiento de Centrifugación del termómetro con objeto de retraer la columna del tubo capilar y así lograr su unificación; este procedimiento puede efectuarse ya por medio de un agarre centrífugo o por medio de movimientos fuertes del termómetro agarrado por el extremo superior, de arriba hacia abajo. Otra manera que se usa comúnmente para superar la dificultad es enfriando el termómetro con objeto de que el líquido del tubo capilar se concentre en el bulbo, también puede hacerse calentando el bulbo a fin de que el líquido se una, sin embargo esta práctica es peligrosa porque puede hacer estallar el termómetro, sino se tiene cuidado.

En los termómetros de alcohol pequeñas cantidades del líquido pueden perderse por dilatación y por consiguiente se debe tener presente esta dificultad para calibrar a intervalos frecuentes dichos termómetros; aunque esta debe ser norma no solo para los termómetros de alcohol sino para todos los termómetros de una estación

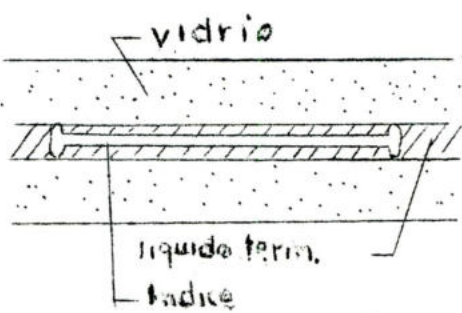
Los termómetros de líquido no son solamente usados para la medición de temperaturas en un momento dado, sino que también se usan para efectuar registros automáticos de las temperaturas más altas o las más bajas, en un intervalo de tiempo dado. Estos termómetros así usados se denominan termómetros de Máxima y termómetros de Mínima y como su nombre lo indica el primero se usa para medir la temperatura máxima del intervalo y el de mínima para medir la temperatura mínima del mismo.

Un tipo de termómetro para medir la más alta temperatura es conocido por la mayoría de las personas en la forma de termómetros clínicos para la fiebre. Este termómetro tiene la particularidad de que en el punto donde se une con el bulbo del mercurio con el tubo capilar este último tiene una construcción como se puede ver en la figura (1), la cual causa que el mercurio tenga que subir por estos estrechos conductos y así no pueda devolverse marcando la temperatura máxima y quedando por un espacio grande de tiempo en esta temperatura; si la temperatura baja la columna de mercurio se partirá en esta estrangulación porque su fuerza de cohesión es menor o no suficiente para soportar la fuerza superficial (fricción, capilaridad).



El error cometido está dentro de la seguridad de las medidas de temperaturas. Para bajar la columna de mercurio es necesario o bien centrifugarlo o como se dijo antes practicarle el movimiento brusco de arriba hacia abajo agarrado por el extremo superior; al hacer esta operación la columna se contrae y estará listo el termómetro para efectuar otra lectura.

Los termómetros de mínima son generalmente de alcohol y tienen en el interior del tubo capilar una pequeña pieza de vidrio, la cual funciona como un indicador ver fig. (2). Si el alcohol se retrae debido a una baja de temperatura, la tensión superficial de la parte superior del líquido arrastrará el índice hacia abajo, es decir, hacia el bulbo deteniéndose en la marca que indica la temperatura más baja a que llegó en un momento dado, la lectura se efectúa siendo la temperatura marcada por el extremo del indicador que está más cerca del extremo del líquido.



Sección longitudinal

Si la temperatura sube el líquido subirá pero el índice no se moverá. El termómetro debe ser puesto en sentido horizontal para evitar cualquier efecto de la gravedad sobre el índice; el termómetro se pone de nuevo en posición inclinando el termómetro, el indicador en esta posición se correrá hacia el extremo del líquido.

Generalmente se usa una combinación de termómetros de máxima y mínima, el cual fué construido primeramente por James Six (1.782); en esencia éste consiste de un termómetro en forma de U formada por tubos capilares teniendo bulbos en ambas extremidades, el líquido termométrico es creosota, la cual está separada por una columna de mercurio. Esta columna se mueve hacia atrás o hacia adelante cuando la temperatura cambia, expandiendo o contrayendo la creosota en cada rama y ésta al mercurio en cada ocasión moviendo un pequeño indicador con alma de acero. Para evitar el deslizamiento del índice a lo largo de la pared capilar tiene dentro de éste unos pelos de vidrio.

El indicador se trae hacia atrás es decir, hacia el mercurio por medio de un pequeño imán.

Para efectuar la lectura se hace en el extremo del indicador que está más cerca del mercurio. El lado o columna derecha representa las temperaturas máximas y la columna izquierda las temperaturas mínimas. El termómetro del tipo Six no se usa en laboratorios oficiales, debido a las propiedades indeseables de los termómetros líquidos. No obstante se puede usar en los observatorios de campo si se chequea frecuentemente en cuyo caso sus desventajas son grandemente superadas por lo bajo del costo y la manuableidad del instrumento.

Otros dos tipos de termómetro se han desarrollado para propósitos de registro principalmente pero pueden usarse para lecturas directas. El primer tipo consiste de dos metales de diferentes coeficientes de dilatación, soldados uno a otro y de forma curvada; la curvatura de la faja metálica se cambia con cada cambio de temperatura. La faja está pegada rígidamente a un extremo, mientras que el otro extremo tiene libre movimiento; a este extremo está adherido un brazo de palanca o estilete y en éste una plumilla, estando este estilete libre en el extremo, registrando los cambios de temperatura en un tambor el cual gira mediante un sistema de relojería. El segundo tipo consiste en sus cuerpos sensitivos para los registros de temperatura en un tubo de metal curvado lleno con líquido y sellado llamado el tubo de Bourdon. Estos aparatos reciben el nombre de Termógrafos, la diferencia de calor provoca la expansión entre el tubo y su contenido o sea el líquido, cambiando en consecuencia la curvatura. El sistema de registro es idéntico al tipo bimetalico. El tambor del Termógrafo lleva una carta calibrada generalmente para registrar una semana, de esa carta se pueden hacer las temperaturas cada hora o la fracción de tiempo que se desee.

Debido a la fricción existente en las uniones de la palanca y en el punto de la pluma que toca la gráfica, la precisión no es muy alta, además de que el trazo dejado por la tinta es más bien ancho, por consiguiente la precisión no es mayor de 1°C en los tipos de termógrafos ordinarios. Estos aparatos se deben comparar con termómetros calibrados si posible una vez diaria a fin de corregirlos.

Para las lecturas directas los termómetros de cuerpo bimetalico son generalmente de forma de helicoide o espiral, el extremo del cual esta unido a una aguja de reloj, esta aguja se mueve sobre una esfera y puede tener agujas de reloj auxiliares, en la posición de los extremosy así servir como termómetro de máxima y mínima.

Otro método de medir las temperaturas el cual es frecuentemente usado es usando las propiedades eléctricas, siendo los termómetros de resistencia los más usados para registrar las temperaturas a distancia. La resistencia de un cable cambia con la temperatura el cambio es 4% por grado centígrados, para platino y 7% para nickel, esos son los dos metales más comunmente usados; los cables son arrollados en una varilla de porcelana y generalmente son protegidos por una cubierta metálica. El cambio de resistencia se mide por el método del punte de Wheatstone siendo calibrada la resistencia variable en grados en lugar de ohms.

Hay otras formas de medir esta resistencia y el estudiante debe consultar los textos de electricidad.

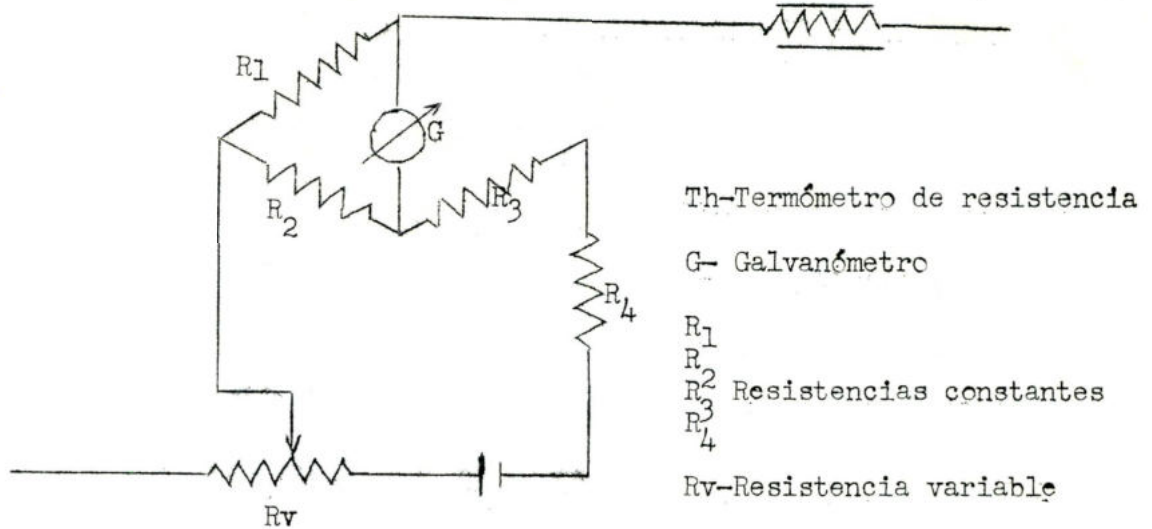


Fig. 5

Los cambios de temperaturas en la resistencia sensitiva puede si se desea registrarla en un galvanómetro.

La Termocupla o tempila es más ventajosa donde se necesita una medida particularmente sensitiva de la temperatura si dos cables metálicos se unen, el bien conocido efecto de Seebeck se observa en el punto de unión; los contactos potenciales que se producen están sujetos en su fuerza electromotiva a diferencias de temperaturas.

La combinación de hierro y constantan, muestra una variación de cerca de 45 microvoltios por cambio de grado de temperatura (grado centígrado), esto se puede leer rápidamente mediante un galvanómetro. La precaución necesaria es solamente tener presente que se debe mantener el sistema completo de medidas, incluyendo las conexiones del cable a una temperatura constante así que solamente las variaciones del punto de unión sean registradas.

Todos los diferentes tipos de termómetros, líquidos en tubo, bimetálicos, de resistencia y termo-eléctricos; han sido usados también para medir temperaturas de suelo o de tierra, estas medidas son de importancia en Climatología Agrícola. El termómetro líquido en tubo de vidrio tiene para este propósito una protección metálica en forma puntiaguda, alrededor de él, la cual facilita su inserción dentro de la tierra otros tienen una curvatura rectangular en el vástago, estos se usan en pozos angostos con la curvatura puesta oblicuamente en el suelo a niveles para la cual se desea la temperatura de la tierra.

Para efectuar instalaciones permanentes son convenientes termómetros graduados con varias longitudes del vástago, pero para registros continuos son mucho más satisfactorios los termómetros de resistencia.

En la medición de las temperaturas se debe tener en cuenta que los termómetros tienen una cierta inercia es decir, que los termómetros no siguen los cambios de temperatura con la misma rapidez que se produce sino que necesitan de cierto pequeño espacio de tiempo para adaptarse a esos cambios, siendo esta adaptación mucho más corta para termocuplas, rara vez mayor que unos pocos segundos, para los termómetros de mercurio puede durar unos minutos, siendo aún mayor alrededor de media o una hora para los termómetros metálicos del tipo Bourdon.

La inercia depende principalmente de la capacidad calórica del cuerpo de los termómetros mientras más pequeño sea el elemento sensitivo y menor el espesor de cobertura (espesor del vidrio en el caso de termómetros líquidos) mejor se adapta el termómetro a los cambios de temperatura.

La propia ventilación del termómetro es una característica importante para obtener la seguridad de las lecturas de la temperatura del aire. Si un termómetro usado para obtener lecturas de temperaturas del aire se coloca en un lugar sin que haya una corriente de aire, se acumulará una tenue película de aire inmediatamente al rededor de éste, actuando como una capa aisladora, impidiendo que el termómetro funcione en forma apropiada, esta capa puede ser eliminada mediante la ventilación del termómetro. La fig. 6 muestra los efectos que tiene la ventilación a la temperatura de un cuarto, es decir, a la adaptación a esa temperatura, de un termómetro de mercurio que fué calentado teniéndolo entre la palma de la mano

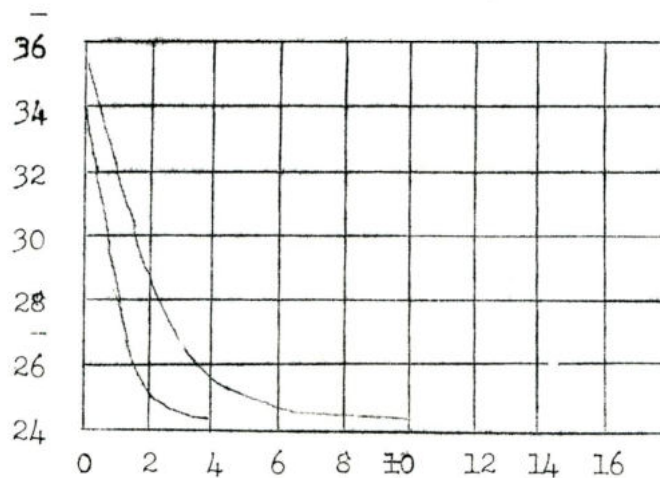


Fig 6

Fuó ploteado luego la diferencia de temperatura con respecto a la temperatura real del cuarto, contra el tiempo. La curva A muestra la adaptación para el aire quieto, la curva B muestra el mismo proceso pero con una corriente de ventilación soplando contra el termómetro. Mientras en el primer caso se necesitaron 10 minutos para efectuarse la adaptación, solamente se necesitaron 2 1/2 minutos para la adaptación con ventilación. Estos 2 1/2 minutos representan el retardo causado por la inercia del termómetro de la cual hablamos antes. (ver Curvas). Para efectuar buenas lecturas de temperaturas es necesario entonces que los termómetros estén bien ventilados, por consiguiente para obtener medidas precisas de temperaturas es necesario tener apropiada ventilación, este aspecto se tratará luego más adelante al hablar de abrigos meteorológicos. La ventilación como ya se dijo puede ser hecha dando vueltas a los termómetros como se muestra en el cuadro siguiente (fig. 7).

Un método más elaborado, usando pequeños ventiladores, fué primeramente introducido por Assman, cuyo termómetro de aspiración se muestra de seguida (fig. 8)

Ventiladores de todas clases con cuerda y para uso fijo con motores eléctricos se han desarrollado para llenar las condiciones de ventilación que requieren los termómetros.

Para finalizar lo relacionado con las temperaturas se puede establecer que la mayoría de los termómetros usados en estaciones climatológicas, garantizan precisiones no más alta de 0,2°C el mejor, mientras que los termógrafos solamente pueden llegar alrededor de 1°C



Medida de la radiación.-

En las mediciones climatológicas de la radiación, nos referimos esencialmente a la radiación desde el sol es decir, la que se recibe en forma de rayos solares e indirectamente como radiación del cielo, también debemos mencionar como de gran interés la contraradiación de la tierra. En la medida de la radiación se debe tomar en cuenta su intensidad y duración; en la mayoría de las estaciones climatológicas sin embargo solamente se toma la duración y se toma simplemente por el número de horas que brilla el sol. Los aparatos para determinar los registros de la duración del sol usados actualmente no son aparatos ideales es decir, que no llenan todos los requisitos para efectuar buenos registros en toda la duración del brillo; cada uno tiene el inconveniente de que al comienzo del brillo del sol su registro no es bien de finido. Un instrumento puede comenzar a registrar mientras el sol está cubierto por una tenue nube, mientras otros necesitan sol brillante para registrar.

Estos inconvenientes hacen que los servicios climatológicos en varios países usen diferentes tipos de aparatos los cuales no son estrictamente comparables. El instrumento más comúnmente empleado es el registrador de Brillo solar de Campbell, inventado en 1.853 y perfeccionado luego por Stokes en 1.873. Este Heliógrafo consiste como lo muestra la (fig. 9) de una bola de vidrio la cual concentra los rayos solares y los incide sobre un punto en la concha metálica que queda en la parte trasera de él, sobre esta concha se coloca una hoja de cartón preparadas al efecto sostenida por medio de dos agujitas que la mantienen fija en la concha, entonces el sol quema en forma de rastro sobre la carta y la longitud de la trayectoria quemada sobre la faja nos da el número de horas de brillo de sol. Hay que agregar que la hoja viene graduada de antemano en horas y medias horas mediante líneas blancas.

La concha tiene tres ranuras para los diferentes tipos de hojas usadas de acuerdo a la declinación del sol durante el año. Para las latitudes medias se usan tres tipos de fajas, una para verano, otra para invierno y la última para primavera y otoño, para tomar en cuenta las variaciones del día durante las estaciones.

El Heliógrafo de Campbell Stoke usa el calor de radiación del sol como agente, por consiguiente a baja altitud solar en la mañana temprano o en la tarde, la cantidad de radiación que llega al instrumento puede ser insuficiente para carbonizar la faja de papel. Generalmente en los mejores aparatos se pierden por lo menos 50 minutos en la mañana y tarde, mientras en otras ocasiones un día medio nublado en ciudades puede perderse hasta una hora de registro. Por la razón anterior algunos instrumentos se han diseñado para que usen la luz de los rayos solares, registrándolos en un papel fotográfico mediante un invento semejante a una cámara fotográfica.

El Weather Bureau de los Estados Unidos usa en sus estaciones un instrumento que consiste de un tubo de vidrio el cual lleva un cilindro en cada extremo. El tubo está parcialmente lleno con mercurio el cual separa el aire en los dos bulbos, tiene además dos terminales de cable que están soldados dentro del tubo; uno de los cilindros está cubierto con negro humo, mientras el otro es blanco. Este conjunto está encerrado en una cápsula de vidrio al vacío para hacerlo independiente de la temperatura del aire. Si el sol brilla el bulbo negro absorberá más calor que el bulbo blanco el cual refleja la radiación, como consecuencia de esto, el aire en el bulbo negro se expandirá más empujando el mercurio que se encuentra en el tubo haciendo que los cables se pongan en contacto, cerrando un circuito eléctrico el cual opera un magneto que presiona una pluma contra el papel dando así un registro cuando la radiación está incidiendo sobre los dos cilindros, como en todos los aparatos inventados, en este también se requiere un mínimo de intensidad de la radiación para que pueda operar. El Weather Bureau considera las horas en que el instrumento registra como "brillo del sol" y define este término como un brillo capaz de producir una sombra visible.

La variedad de instrumentos que se han inventado para medir la radiación es quizás el número mayor que se haya inventado para ésta, más que cualquier otro elemento climatológico, por lo cual solamente veremos los principales con sus características sobresalientes.

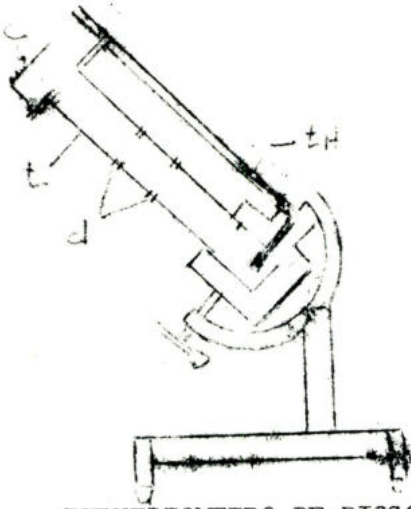
Todos los aparatos o instrumentos para registrar la radiación directa del sol se basan en el principio o la propiedad del cuerpo negro de absorber todas las longitudes de ondas, sin embargo un cuerpo que absorba el total de las radiaciones recibidas es un cuerpo negro pero un cuerpo negro ideal que no se consigue en la práctica, cualquier cuerpo cubierto por una capa de hollín producido al quemarse la trementina, produce un cuerpo negro capaz de absorber 98% de la radiación incidente y se usa muy frecuentemente para ennegrecer los aparatos de medición.

Uno de los principales y más simples aparatos de medir la radiación solar es el "Actinómetro" de Arago-Davy. Este aparato consta de dos termómetros, uno de los cuales está ennegrecido con hollín, siendo el otro termómetro (el de la izquierda) blanco. Cada uno de ellos se coloca dentro de una cubierta de vidrio al vacío de una dimensión ligeramente más grande que el termómetro pero de forma similar. Ambos termómetros son expuestos a la radiación solar.

El termómetro negro absorberá la mayor parte de la radiación mientras el blanco prácticamente la reflejará toda, por consiguiente habrá entonces una temperatura diferente en cada uno de los dos termómetros y esto es re-

gistrado por los termómetros, siendo la diferencia de temperaturas función de la radiación. Este aparato tiene el inconveniente de medir tanto la radiación solar directa, así como la radiación del cielo, siendo sumamente complicada separar ambas radiaciones con objeto de averiguar únicamente la radiación directa del sol ya que la segunda es una consecuencia de la primera.

Otro aparato usado y que es bastante bueno es el Pyrheliómetro de disco plateado de Abbot.



PYRHELIOMETRO DE DISCO DE PLATA

de temperaturas es de nuevo una función de la radiación.

La palabra Pyrheiómetro viene del griego: Pyr calor-helio-sol Este aparato es usado mundialmente como un standard para las medidas de intensidad de radiación solar y sirve como un calibrador para los otros Pyrheiómetros.

Este aparato consiste fundamentalmente de un tubo t con algunas aberturas (d) para así eliminar la radiación del cielo. La superficie receptora está constituida por un disco de plata, ennegrecido (s) el cual está intimamente en contacto con un termómetro angular (th) adherido al lado del tubo. El termómetro se lee primero con la tapa (c) cerrada. Luego se expone, generalmente unos 2 minutos y se toma otra lectura. La diferencia

En lugar de termómetros de mercurio muchos de los instrumentos, para medir radiación usan termopilas la cual consiste de una serie de termocuplas. Los puntos de unión activos, están en contacto con la superficie receptora, la cual consiste en este caso de un material eléctrico aislante tal como mica. Los puntos pasivos se colocan a una temperatura aislante. La corriente producida por la termopila se mide con un galvanómetro. La corriente producida es una función de la diferencia de temperatura entre los puntos activos y pasivos de la termopila y consecuentemente de la intensidad de radiación.

El aire atmosférico está compuesto de gases permanentes, además del polvo atmosférico, también contiene una cierta cantidad de agua la cual es inversible por estar en forma de vapor. Esta cantidad de agua contenida en la atmósfera, está determinada por la temperatura del aire o de la atmósfera en general, de acuerdo con esto, una atmósfera caliente puede contener más vapor de agua que una atmósfera fría, por consiguiente para cada temperatura, existirá una cantidad máxima de agua en forma de vapor presente en la atmósfera y en este caso se dice que la atmósfera está saturada. Si la cantidad de este vapor de agua es superada, comenzará la condensación y la formación de gotas o cristales de hielo cuando la temperatura es baja dando por consiguiente origen a las nubes y las neblinas.

La cantidad de vapor en el punto de saturación puede expresarse en términos de la presión que ejerce este vapor de agua.

Damos a continuación la máxima presión de vapor o sea hasta la saturación para un número de valores de la temperatura.

estando esta muselina humedecida. El agua de esta muselina se evaporará tanto más cuanto menos sea el grado de saturación del aire, pero al evaporarse se remueve el calor de la superficie evaporante; esta experiencia es a menudo sentida diariamente cuando uno sale del baño mojado, siente frío y es por la evaporación del agua que está sobre la piel, al perder el calor en la superficie de la piel.

De acuerdo a esto entonces la temperatura descenderá de acuerdo a la rata de evaporación. La diferencia de temperatura entre el bulbo seco y el bulbo húmedo de los termómetros se lee pudiéndose calcular entonces la humedad relativa de tablas preparadas de antemano.

La muselina del termómetro húmedo se debe cambiar con cierta frecuencia debido al polvo que se le acumula, el cual puede alterar las lecturas; el agua con la cual se moja, esta muselina debe ser agua destilada o sino agua de lluvia. Las aguas duras, es decir las que contienen altos porcentajes de bicarbonatos, no se deben usar pues este obstruye la muselina impidiendo que el agua se evapore, afectando por consiguiente las lecturas. Cerca de los océanos o mares se debe tener especial cuidado de que el agua de la muselina no contenga sal, pues la solución salina tiene presión de vapor enteramente diferente del agua pura. La ventilación del Psicrómetro se efectúa por medio de ventiladores como hemos visto ya cuando tratamos el punto de la ventilación de los termómetros al tratar las temperaturas. El procedimiento inventado por Assman es el más deseable para la ventilación de los termómetros, tiene una pequeña variación para adaptarlo a los Psicrómetros; esta variante consiste en que los dos termómetros están unidos al ventilador.

La corriente de aire producida por el sistema de ventilación debería ser como mínimo 2 mts./seg.

En cualquier medición de la humedad el observador debería cuidar y nosotros debemos insistir en éllo, que la muselina esté mojada en forma apropiada durante la observación. La ventilación debe durar de tres a cinco minutos antes de tomarse la lectura y siempre observando los termómetros sobre todo el húmedo para así seguir la trayectoria del líquido porque puede suceder que se cumpla el lapso de tres a cinco minutos de ventilación y entonces se efectúa la lectura, pero pudo haber pasado que por cualquier circunstancia la muselina no haya quedado bien mojada y cuando comenzó a funcionar el ventilador bajó la temperatura pero al pasar dos minutos por ejemplo no habiendo más agua o muy poca en la muselina que evaporar, la temperatura sube para igualar la del medio ambiente y al cabo del siguiente minuto cuando se hace la lectura se cometerá el error.

Otro aparato usado para medir la humedad lo tenemos también en el llamado Higrómetro de Cabello H. B. de Saussure (1783) fué el primero que propuso el uso de cabellos humanos para los higrómetros.

El cabello humano como todos sabemos cuando se ha limpiado de grasa es higroscópico y se expande por el incremento de la humedad, mientras la expansión absoluta varía de cabello a cabello, el porcentaje de cambio permanece constante, la siguiente tabla nos muestra este porcentaje de cambio de acuerdo a los cambios de la humedad relativa; estas observaciones fueron hechas por Kleinschmidt.

PORCENTAJE DE CAMBIOS DE LONGITUD DE CABELLOS HUMANOS CON LA HUMEDAD

PORCENTAJE DE LA HUMEDAD RELATIVA

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

PORCENTAJE DEL CAMBIO DE CABELLO

0 21 39 53 64 73 79 85 91 95 100

El Higrógrafo como se denomina el registrador de humedad no debe estar al aire libre por el polvo que se acumula en los cabellos, lo cual puede limpiarse si es el caso con agua y una brocha suave, se debe evitar tocarlo con los dedos pues la grasa afecta el poder higroscópico, así como cuando el aire contiene grasa. Este inconveniente sin embargo se puede remediar limpiando los cabellos suavemente con éter etílico; cuando sucede esto hay que calibrar de nuevo el aparato, pues el éter puede cambiar las propiedades del cabello.

Un buen Higrómetro de cabello registra humedades precisas dentro de un 2% del valor medido por el Psicrómetro.

Medición del viento.-

En numerosas estaciones se observaba el viento solamente por estimaciones de acuerdo a la escala de Beaufort, la cual se da en la tabla anexa, sin embargo es necesario buscar mejores métodos aunque el de Beaufort da buenos resultados.

Para la determinación de la dirección del viento el medio más simple de observación es el de la desviación que sufren las columnas de humo. En el pasado se usaba este método. El material usado para hacer en la práctica una nube de humo en aeropuertos era por medio de quemadores de naftalina, esto se usaba para mostrar a los aviones la dirección del viento cerca de la tierra.

Aunque estos métodos son poco usados sin embargo se usan en investigaciones de microclimas para averiguar la dirección del viento y para determinar la difusión y disipación del humo en conexión con estudios de polución del aire. Para esto se usa un humo blanco producido por medio de la vaporización del ácido hidrociorídrico y espíritu de amoníaco, lo cual puede ser rápidamente fotografiado. Si la velocidad del viento excede de aproximadamente 10 Km/hora se puede usar como indicador una bandera blanca.

En los aeropuertos se encuentra generalmente lo que llamamos manga de viento, el cual es un saco de forma cónica, manteniéndose abierta en un extremo por medio de un aro metálico y un hueco en el extremo opuesto. Esta manga está unida a un mecanismo giratorio que permite que ella se mueva alrededor de un mastil que le sirve de soporte.

El método usado más frecuentemente para averiguar la dirección del viento es por medio del uso de la veleta, la cual se remonta en el pasado casi 2.000 años, siendo quizás el instrumento meteorológico más viejo.

Las veletas modernas tienen un índice en el frente y dos hojas o piezas de metal atrás, estas hojas son de forma suavemente curvadas, para formar un ángulo abierto de aproximadamente 20°.

La varilla que sirve de eje vertical debe quedar en posición tal con respecto al plano horizontal de la veleta, que divida la longitud de ésta desde el frente hasta atrás en la proporción 1:2. Esta veleta debe girar sobre el eje vertical en forma libre de todo impedimento, es decir, que no tenga tendencia a pararse en determinada posición.

Es deseable y casi siempre se hace así que el marcador de la dirección esté montado sobre el eje vertical de la veleta, para facilidad de las lecturas.

Los marcadores generalmente indican la dirección astronómica. Si la veleta se monta encima del sitio de observación, entonces es fácil su uso para registrar estas direcciones y esto se consigue alargando el eje giratorio; en este eje se puede montar un tambor el cual girará con la veleta, para completar el registrador se puede hacer un brazo que lleve una plumilla en su extremo y el otro esté unido a un mecanismo de relojería. La pluma estaría en contacto con el tambor, éste se mueve con la veleta en la dirección que sopla el viento mientras que la pluma solo se desplaza sobre la gráfica del tambor a lo largo del eje de éste, es decir, de arriba hacia abajo; el intervalo de tiempo puede ser de un día cambiando la gráfica en este tiempo.

Si la veleta indica una dirección fija del viento, es decir, que el viento sopla en una dirección, la gráfica registrará una línea vertical continua pero se tiene movimiento o cambio de dirección también la gráfica registrará esos cambios.

Otro tipo de aparato usado para registrar la dirección del viento lo constituyen los registradores o Anemógrafos, estos aparatos son complicados y bastante delicados. Este aparato tiene un contacto corredizo que es movido por la veleta sobre un número de terminales que generalmente son ocho, los cuales coinciden o mejor dicho marcan las principales direcciones de la rosa de los vientos.

Cada terminal está unido a un circuito separado el cual opera un magneto que atrae la pluma y cerrando un circuito inscribe la dirección del viento en cortos intervalos sobre la gráfica del tambor; para hacer estas lecturas visuales se usan luces alrededor de un dial.

Un diseño muy simple fué construido por H. Wild (1861) para efectuar observaciones de velocidad del viento más seguras o precisas que las que permiten la escala de Beaufort, este diseño consiste en una placa de hierro de 30 x 15 cms. y unos 200 gramos de peso con bisagras horizontales.

La placa es levantada por medio del viento que sopla contra élla, mientras mayor sea la fuerza de éste más se alzará la tapa. Para una placa de dimensiones standards el ángulo observado para varias fuerzas del viento se dan a continuación:

ANGULO CON LA VERTICAL FORMADO POR UNA PLACA DE WILDS PARA VARIAS FUERZAS DEL VIENTO.-

ESCALA DE BEAUFORT:	0	2	3	4	5	6	7	8
VELOCIDAD m/seg.	0	2	4	6	8	10	14	20
ANGULO °	0	4	15,5	31	45,5	58	72	80,5

La placa de Wilds tiene que ser montada en una veleta para moverla a fin de que el viento pegue normalmente de frente a la placa.

Los Anemómetros son entonces los aparatos usados para medir la velocidad y dirección del viento, el más comunmente usado es el Anemómetro de Copas de Robinson (1850) el cual tiene cuatro copas en forma de cruz, también se usa mucho con solamente tres copas.

La diferencia de presión adentro y fuera de las copas, causada por la fuerza que ejerce el viento contra la pared interna de la copa causa el movimiento de rotación de las copas. Se asume que la velocidad de rotación es proporcional a la velocidad del viento, sin embargo esto es verdadero en primera aproximación y por consiguiente los Anemómetros deben ser calibrados para obtener la relación entre la velocidad del viento y la rotación del Anemómetro. Si la velocidad del viento se conoce, un medidor de velocidades conectado al Anemómetro nos indicará la velocidad del viento.

Sin embargo no sería práctico estar haciendo lecturas con un medidor de velocidades por lo cual se usa éste unido a un contador o a un dial que nos da o bien la lectura instantánea de velocidad o bien el camino recorrido o también el número de revoluciones de las copas, lo cual se cuenta en un tiempo determinado obteniéndose la velocidad por cálculo.

Con objeto de obtener registros se puede conectar un circuito así que se cierre cuando haya girado un número de vueltas, digamos quinientas; mediante un arreglo de magneto y pluma, se puede efectuar una inscripción en un tambor. Algunos Anemómetros registrados llevan un pequeño generador para cargar la batería que los alimenta.

El Anemómetro tiene la desventaja de mostrar cierta inercia, esto quiere decir que se necesita una velocidad mínima para que pueda vencerse esta inercia. Los Anemómetros que son bien contruidos y bien mantenidos como son los que se usan normalmente en estaciones climatológicas requieren aproximadamente una corriente de aire de 1 m/seg. para comenzar a girar.

Para determinaciones precisas de la velocidad del viento se usa el tubo Pitot (1732). Este principio ha encontrado un vasto campo de uso en Climatología y Meteorología, conociéndose como el tubo de presión de Dines (1892. El más simple de todos está constituido por un tubo abierto en forma de U, una de las ramas está directamente contra el viento. La presión dinámica del viento puede ser visible por un manómetro y puede también ser registrado.

Existe otro tipo de Anemómetro muy seguro y sin inercia apreciable, es el llamado Anemómetro de Cable Caliente. Este consiste de un cable que se calienta a una temperatura predeterminada, el aire al pasar por él le resta una cantidad de calor y esto es función de la velocidad del viento. La corriente que se requiere para mantener el cable caliente es controlada, mediante un termostato.

Existe por último un método ingenioso de medir el viento y es por medio de sustancias radioactivas. Los iones producidos por la radioactividad salen de la fuente; el número producido es constante por unidad de tiempo pero la dilución en un volumen de aire está determinado por la cantidad de aire que pasa. La densidad del ion se puede determinar por un contador y calibrado en términos de velocidad del viento.

También se utiliza la velocidad del sonido en el aire aparte de la densidad del aire depende también del vector viento, esta premisa ha sido utilizada para construir Anemómetros Sónicos.

Los últimos instrumentos mencionados es decir el de cable caliente, el radioactivo o el Sónico, no son de uso común en Climatología. Estos aparatos más bien se han usado en investigaciones microclimáticas.

RC/eca

26/11/62

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

ASIGNATURA: Climatología

PROF.: Rafael Convit

TESIS N° 3.-

Medidas de la precipitación. Rocío. Evaporación

Medidas de la precipitación.-

La medición de la precipitación es quizás una de las más extendidas y a la vez **quizás una de las más viejas** prácticas que se efectúan en Climatología. En la India por ejemplo se han reportado medidas tan antiguas como 400 años antes de Cristo.

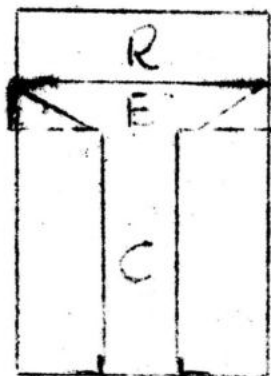
La precipitación desde el punto de vista climatológico considera el resultado de la condensación del vapor de agua contenida en el aire o también a la sublimación de este vapor, es decir tal como ellas caen a la tierra, por lo tanto entran en esta consideración las precipitaciones en forma de lluvia, nieve, llovizna y granizo. Estas formas de caer la precipitación se conoce muy corrientemente con el nombre de Hidrometeoros.

El rocío y la escarcha las cuales se depositan directamente sobre las superficies y aunque estrictamente hablando precipitan en el sentido químico de la palabra, no entran en la discusión de la precipitación en las prácticas climatológicas.

El principio de las medidas de precipitación es para interceptar la que cae y registrarla. Este procedimiento se lleva a cabo mediante aparatos denominados Pluviómetros.

Existen como en casi todos los instrumentos para medir los elementos climáticos dos tipos: el registrador y el no registrador o de cántaro.

El Pluviómetro de Cántaro puede ser de diferentes tipos, uno muy usado en Norte América está constituido su parte receptora por una especie de embudo cuya parte superior es de forma cilíndrica, la parte superior R tiene un diámetro de 8", el receptáculo C sobre el cual está unido el embudo E. tiene un diámetro de 2,53" y 20" de largo.



El área receptora es 10 veces más grande que el área del receptáculo, por lo cual una altura correspondiente a 1" de agua en el receptor alcanzaría 10" de alto en el receptáculo. Esto significa entonces que cada cantidad de precipitación es aumentada 10 veces y esto se hace con objeto de facilitar las lecturas de cantidades de lluvia pequeñas.

Para efectuar las medidas se usa una regla graduada en pulgadas y décimos, ésta se introduce en el receptáculo hasta que toque fondo, luego se seca rápidamente y se lee la cantidad hasta donde mojó el agua, la cantidad mínima que se puede leer en esta forma es de 0,01" = 0,25 mm.

Cuando la precipitación cae en forma de nieve se cuenta como total la cantidad de agua recogida después de fundir la nieve.

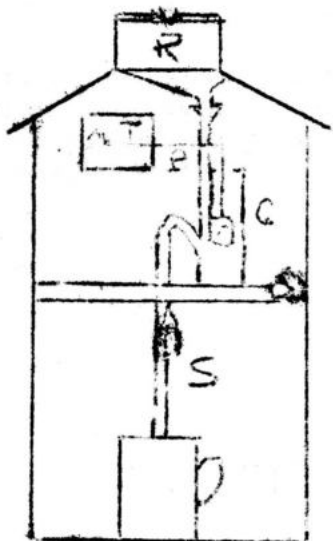
En cuanto a la instalación del Pluviómetro generalmente se colocan a 1,50 y 1,00 del suelo y algunas veces directamente sobre el suelo o enterrados.

Como el objeto del Pluviómetro es medir la cantidad de agua que cae en una superficie, es decir que cada milímetro corresponde a 1 litro/m² de superficie horizontal, entonces la instalación ideal sería en una superficie plana, sin embargo esto no es posible en la práctica, pero se debe tratar de acomodarse en estas condiciones.

La colocación del Pluviómetro cercano a colinas, árboles y edificios debe cuidar de formar un ángulo de 45° cuyo lado al girar dará origen al cono de 45° que se debe observar al instalar el Pluviómetro para preservarlo de influencias extrañas.

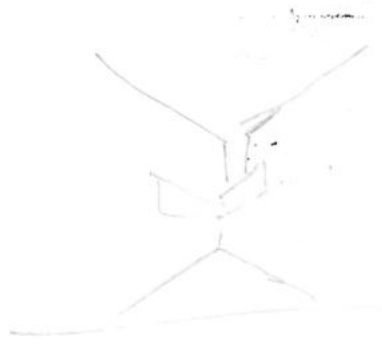
El tipo de aparato registrador es aquel que registra la precipitación caída mediante un sistema de relojería y de palancas que nos dan la cantidad de precipitación caída y en el tiempo en que ella cae.

Existen varios tipos entre los cuales podemos citar los de mayor uso que son: el Pluviómetro de Sifón de Hellmann, el de Balancín de Richard y el Registrador de intensidades de Jardi. El Pluviómetro de Sifón de Hellmann cuyo esquema se muestra en la fig. N° 3. En este Pluviómetro la lluvia rueda desde el embudo receptor R a un cilindro C, este cilindro tiene un flotador F al cual está unida una pluma P, la cual registra sobre el tambor T. Cuando el agua llega a cierto nivel en el cilindro C el agua se drena por medio del sifón S, esto sucede cuando la pluma está en la parte superior del tambor, al drenarse el agua la aguja cae hasta la parte inferior del tambor para comenzar a registrar de nuevo. Aunque este Pluviógrafo da muy buenos resultados no es práctico para operar en lugares apartados.



El otro tipo o sea el de balancín es mejor para registros en lugares distantes aunque su precisión no es tan buena como el anterior, el principio de este aparato se muestra en la figura N° 4.

El agua de lluvia al caer en el receptor R pasa por el embudo F, cayendo en uno de los compartimientos del balancín, éste tiene una división interior que separa dos compartimientos; así como paredes laterales para formar un recipiente; la capacidad de cada compartimiento es de 20 gramos, lo cual para un área de embudo recolector de 1.000 cms² da 0,2 mm. en la gráfica.



Existen también algunos instrumentos conocidos como placas de rocío o rociómetros. Uno de ellos fué diseñado por Lerck y consiste de una placa porosa compuesta de una mezcla de tierra. Esta placa se expone durante la noche y luego en la mañana bien temprano se pesa, sacando el rocío por diferencia de pesos.

El medidor de Dudevarri consiste de un bloque rectangular de madera de 32 x 5 x 2,5 cms. cubierto con pintura roja; el rocío se acumula sobre este bloque en varias gotas patronas las cuales por comparación con un atlas que tiene determinados los patrones, el observador mide la cantidad de rocío que se depositó.

Medida de evaporación.-

Tanto la precipitación como el rocío se pueden considerar como agua que pierde el aire, esta agua es reemplazada mediante la evaporación bien de superficies de agua libre o de suelos húmedos.

El requisito indispensable para que se efectúe la evaporación es indiscutiblemente la disponibilidad de agua en las superficies.

Las observaciones climatológicas de la evaporación de una superficie de agua o de un suelo cualquiera son bastante difíciles de determinar. Aún en diques bien controlados en cuanto al balance de entradas y salidas, el cálculo de la evaporación es solamente aproximada, debido al gran número de variables que entran en este balance como son: la precipitación, escurrimiento o gastos de entrada, los aportes de agua subterránea y las salidas por suministros o escapes. En superficie de tierras existe además de la evaporación directa del agua del suelo, existe también la pérdida de agua por transpiración de las plantas; para unificar estas pérdidas es común usar entonces el término: Evapo-transpiración.

La medida más exacta de las pérdidas de agua de un suelo es cortando un pedazo de él, pesándolo periódicamente.

Las adiciones de agua por lluvia y las pérdidas por percolación se determinan generalmente por el método de los lisímetros. Todos los otros procedimientos se basan en la obtención de las cantidades de agua bien para diques o para suelos así como para mantener este último saturado.

Por los métodos anteriores se miden entonces o el poder de evaporación del aire o si es sobre tierra la evapo-transpiración potencial.

La manera más sencilla de medir el poder evaporante del aire es por medio de las cubetas de evaporación y entre ellas la más usada es el clase A, cuyas características son: diámetro 48 pulgadas (aprox. 1,20 mts.); profundidad 10 pulgadas (aprox. 25 cms.); la cual se llena a la altura deseada generalmente hasta 8 pulgadas y de esta cubeta se obtienen las reducciones de nivel periódicamente, las cuales relacionadas con la precipitación nos dá el poder evaporante del aire. Junto con las mediciones de nivel generalmente se toman las medidas del viento en forma acumulativa del camino recorrido; generalmente este Anemómetro se instala a una altura de 16 pulgadas aproximadamente 40cms. por encima de la superficie. La razón de colocar este Anemómetro a esta altura obedece a que el movimiento del viento próximo al deficit de saturación del aire, determina principalmente la pérdida de agua de una superficie libre.

El arreglo del instrumental para la medición de la evaporación lo vimos ya al tratar sobre "calibración del Instrumental".

Además de la cubeta tipo A, existen otros aparatos para medir la evaporación y uno de ellos es el llamado Evaporígrafo de Wild's, el cual consiste como se muestra en la figura N° 6, de un platillo que contiene agua el cual está conectado mediante un mecanismo de balanza a una escala, la cual mide el peso del agua en el platillo sacándose por diferencia la pérdida.

+ de las reducciones

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

Facultad de Ingeniería

Año Académico 1.961-62

ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

CLIMATOLOGIA TEMA IV

PROF.: Rafael Convit

MEDIAS, FRECUENCIAS, DESVIACIONES.-

1°.- Medias: La media aritmética de una serie de observaciones equivalentes de un factor dado es la que se calcula más comúnmente.

La media aritmética la definimos como la suma todas las observaciones, dividida por el número de ellas. Si hay N observaciones de la cantidad x, la media aritmética será:

$$M = \frac{\sum x_i}{N} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + \dots + x_{n-1} + x_n}{N}$$

Mientras que en física el cálculo de una media de numerosas observaciones, se hace para eliminar errores accidentales en las observaciones y así tener la más alta seguridad, en climatología el valor medio poco mejora la seguridad en los datos.

El climatólogo, no garantiza dar valores promedios de más alta seguridad o precisión que los obtenidos de las lecturas originales, por Ej.: Si una temperatura se lee con aproximación de 1/10 de grado la media debería tener también una exactitud de 1/10.

Si se quisiera obtener al centésimo 1/100 esta seguridad o exactitud representaría solamente un cálculo matemático sin significación física.

La media aritmética es probablemente el factor más generalmente usado para representar datos climáticos. Este método sin embargo es una descripción muy incompleta de todos los factores que influyen los datos, o mejor dicho, la exactitud de ellos, así como su variación.

Supongamos que se ha calculado una media de una serie de valores anuales, de temperatura en dos estaciones A y B. En ambas se encontró una media aritmética de 24° y sin embargo las dos series han podido ser completamente diferentes en aspecto como podemos verlo en el siguiente ejemplo:

A:°F 24,5 23,1 23,0 24,0 23,8 24,9 24,2 24,0 25,0 23,5

B:°F 27,9 22,5 21,2 25,5 20,1 21,0 26,8 28,6 27,0 29,4

En el caso de la estación A los valores se agrupan alrededor de la media que es 24° y no se desvían de ella en más de 1°.

En el caso de la estación B, los valores son mucho más distanciados y se desvían de la media tanto como 4,6°.

Es obvio pensar que existen diferencias climáticas en las dos estaciones que tienen esa distribución de temperaturas; por consiguiente la media aritmética es más bien por sí misma una descripción incompleta del valor medio del fenómeno en cuestión, o de las características climáticas.

Sería por consiguiente más completa la información si a la media aritmética se le añade el factor frecuencia.

2°.- Frecuencia: La frecuencia se define como el número de veces que un cierto valor ocurre dentro de un intervalo dado.

Este concepto no quiere decir que si por ejemplo un fenómeno tiene frecuencia una vez en cinco años, cada 5 años consecutivos debe repetirse, sino sino que por ejemplo en un lapso de 20 años ocurrirá cuatro veces independientemente del orden consecutivo, pudiendo presentarse 2 ó 3 en años consecutivos o sucesivos.

El concepto anterior significa que los valores se arreglan en clases, tomándose el intervalo de la clase según nuestra conveniencia.

Para una presentación de las temperaturas por ejemplo: Uno puede seleccionar la frecuencia de horas durante la cual la temperatura estaba dentro de un cierto límite en un lugar dado tomando un intervalo de 5°. En otros casos, el intervalo puede ser también 1° u otro cualquiera.

La frecuencia de una cierta desviación de la media es dada generalmente. Como esta materia es de suma importancia en el procedimiento de los datos daremos un ejemplo:

Escogeremos los datos de una localidad desde 1871, a 1930 para un total de 60 años de registro. El promedio de temperaturas para este periodo fué de 54,4°F; se calcularon las desviaciones de los valores contra la media simple anual y las frecuencias de desviación con clase de 1°F fueron establecidas como se muestra en la tabla siguiente:

Desviación de las temperaturas:	- 3°	- 2°	- 1°	- 0°	0°	+ 1°	+ 2°	+ 3°
Número de casos:	4	5	10	17	18	4	2	

En esta tabla las desviaciones de las temperaturas seleccionadas representan la media de las clases (class-Mark) marca de clase para las cuales la frecuencia fué calculada; así por ejemplo +3 es la desviación desde 2,5 a 3,4 es decir el valor medio; +2 desde 1,5 hasta 2,4 y así sucesivamente.

Tales frecuencias son a menudo representadas por gráficos y más comúnmente en la forma de diagramas de columnas, llamados Histogramas, (ver Fig.1) En muchas ocasiones la media de clase se usa como abscisa para plotear los diagramas; en este último caso, las frecuencias son simples ordenadas en lugar de ser columnas del ancho de la clase. Si unimos los puntos se hallará una figura geométrica que se denomina polígono de frecuencia.

En la figura se presentan ambas maneras de representar los datos. Otras dos medidas estadísticas se pueden derivar de la distribución de frecuencias: la mitad (valor del medio) o el centro de todos los números arreglados de acuerdo a su magnitud. En la tabla anterior se tienen como abscisas los valores:

-3, -2, -1, 0 +1, +2, +3

llamados argumentos. El número medio es obviamente 0, el cual debe representar el valor situado en el medio del grupo de números.

Si hubiese un número igual de argumentos, la media aritmética entre las dos mitades se toma como la mediana o el número del medio.

En una distribución de frecuencia designamos como el valor medio aquel que divide el polígono de frecuencias de tal manera que la mitad de los valores están por encima de este y la mitad por debajo del valor dado.

En la tabla donde se dan los valores de las desviaciones de las temperaturas y el número de casos se puede observar que el valor medio para la distribución estaría aproximadamente cerca del 0 pues siendo el total de valores, N = 60, 36 de esos casos tienen una desviación de la media de 0 o menos, mientras que hay 24 casos con más de 0; por consiguiente, en este caso podemos llamar 0° la clase media. Matemáticamente se puede expresar esto mediante la fórmula:

()

$$C = a + \left(\frac{\frac{N}{2} - n_-}{n_0} \right) i$$

en donde

N es el total del número de casos

a la clase más baja alrededor de la clase media

i el intervalo

n₋ suma de todos los casos por debajo de la media

n₀ casos dentro de la clase media

En nuestro caso los valores son:

$$N = 60$$

$$a = -0,5$$

$$i = 1^\circ F$$

$$n_- = 19$$

$$n_0 = 17$$

Estos valores que sustituidos en la ecuación de arriba nos dan para $C = +0,15^\circ F$ lo cual significa que una ordenada trazada por el valor $+0,15$ dividirá al polígono de frecuencia en dos mitades. El otro valor antes mencionado derivado de la distribución de frecuencia es lo que se llama "Modo". Este valor es el más frecuente en una distribución de frecuencias y puede ser distinguido aproximada y rápidamente en la distribución.

En nuestro ejemplo este valor debería estar en la clase 1° llamándose a la marca de la clase el "modo bruto".

El verdadero modo es dado en primera aproximación lo cual es suficiente en los trabajos de climatología, mediante la fórmula:

$$F = b + \left(\frac{n_+}{n_- + n_+} \right) i$$

en donde b es la clase más baja alrededor de la clase del modo; n_+ es el número de casos en la clase por encima de la clase del modo; n_- es el número de casos en la clase por debajo de la clase del modo; i es el intervalo.

Para nuestro ejemplo estos valores son: $b = +0,5^\circ F$, $n_+ = 4$, $n_- = 17$, $i = 1^\circ$ y por consiguiente $F = 0,7^\circ F$.

Resumiendo todos los valores anteriores se puede decir que la media aritmética es $54,4^\circ F$ el valor medio o del medio es $54,6^\circ F$ y el modo es $55,1^\circ F$.

En relación con los modos en general podemos decir que en la mayoría de las distribuciones de frecuencia en climatología, un valor sobresale frecuentemente. Ocasionalmente se encuentran frecuencias con dos o más máximas presentándose algunos modos que pueden ser calculados.

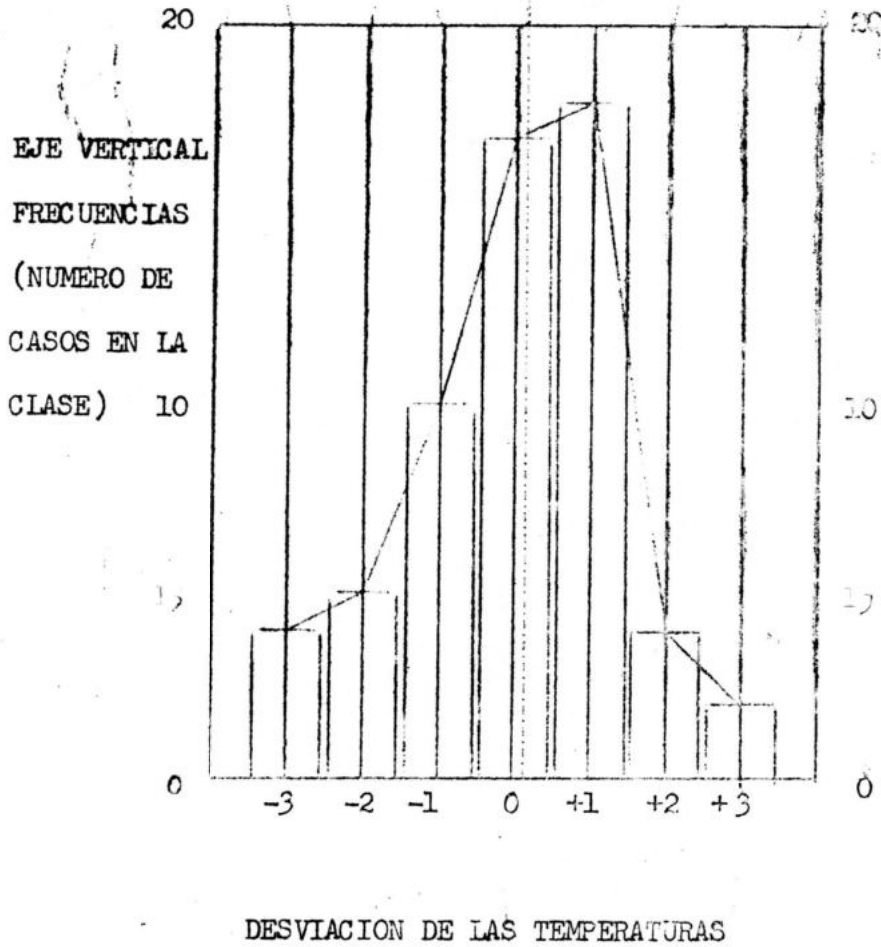
Para caracterizar la distribución de frecuencia aún más que por la media, valor medio o mediana y modo, es interesante ver como los valores restantes de los tres que acabamos de mencionar, se apartan de un valor central.

Como un muy simple indicador de esto se puede usar el rango, sin embargo el rango no nos da sino la diferencia entre el valor más alto y el más bajo de un registro.

CLIMATOLOGIA

FIG. N°1

HISTOGRAMA Y POLIGONO DE FRECUENCIA



Refiriéndonos a nuestro ejemplo uno encuentra en la tabla, que la temperatura anual más alta entre 1871 y 1930 fué 57°F (alcanzada dos veces en 1913 y 1921) y la más baja fué 50°F (en 1875) el rango por consiguiente será 57 - 50 = 7°F.

Desviaciones: Una medida más comprensiva de la separación de valores de una media es dada por lo que llamamos desviación media. Se define como la desviación promedio de un valor simple, de la media, y se calcula dividiendo la suma de los valores absolutos de las desviaciones de esa media por el número total de valores. Matemáticamente se expresa mediante la fórmula:

$$d = \frac{\sum (x - M)}{N}$$

en donde x es el valor simple; M la media aritmética o el valor medio; N número de observaciones. En lugar de calcular ésta de una tabla de distribución tomando las desviaciones de la media de las marcas de las clases, multiplicando por el número de casos en la clase. La fórmula anterior tomará entonces la siguiente forma:

$$d = \frac{\sum (x - M)n}{N}$$

en donde x representa la marca de la clase; M la media; n el número de casos en una clase dada; N el número total de observaciones. Un ejemplo del cálculo de la desviación media de temperaturas se da en la siguiente tabla:

<u>MEDIA DE LA CLASE</u> (CLASS MARK)	<u>VALORES ABSOLUTOS DE</u> <u>DESVIACION DE LA MEDIA</u>	<u>NUMERO DE</u> <u>CASOS</u>	<u>(X - M)n</u>
51,4°F	-3	4	12
52,4°F	2	5	10
53,4°F	1	10	1
54,4°F	0	17	0
55,4°F	1	18	18
56,4°F	2	4	8
57,4°F	3	2	6

$$N = \sum n = N = 60 = 64$$

Sustituyendo estos valores en la fórmula se obtiene: d = 1,067°F o lo que prácticamente es lo mismo: 1,1°F.

Desviación Standard: La desviación Standard es más comúnmente usada como una medida de la dispersión de los valores con respecto a la media. Se define como la raíz cuadrada de la media aritmética de los cuadrados de las desviaciones de los valores simples, contra el valor medio; lo cual se expresa en forma matemática por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - M)^2}{N}}$$

- M = media aritmética o valor medio
- N = número de valores u observaciones
- x = valor simple

Si se usa una distribución de frecuencia para los cálculos, entonces la desviación standard se expresará en la siguiente forma:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - M)^2 n}{N}}$$

Dónde:

- X = media de la clase o (class mark)
- M es la media aritmética
- n es el número de casos en la clase
- N es el número total de observaciones.

La tabla siguiente muestra los cálculos de la desviación standard para las temperaturas:

X - M	(X - M) ²	n	(X - M) ² n
- 3	9	4	36
- 2	4	5	20
- 1	1	10	10
- 0	0	17	0
+ 1	1	18	18
+ 2	4	4	16
+ 3	9	2	18

$$\sqrt{\frac{118}{60}} = 1,4^{\circ}F$$

$$\sum n = N = 60, \sum [(x - M)^2 n] = 118$$

La desviación Standard se usa a menudo para calcular el llamado coeficiente de variación el cual es el porcentaje de la desviación Standard con relación a la media y se expresa así:

$$\frac{100 \sigma}{M}$$

Es posible obtener una cerrada aproximación para la desviación standard, si la distribución tiene un modo central bastante regular, multiplicando la desviación media por 1,25331. Aplicándolo al ejemplo anterior, se tiene: 1,1 x 1,25 = 1,38.

Conrad ha usado la desviación standard para clasificar las separaciones de la media de valores individuales en series climatológicas.

Este procedimiento agrupa las frecuencias en siete (7) clases como sigue:

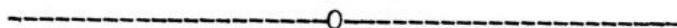
- Mayores de - 3 () Extremadamente subnormal (E.S.)
- de - 3 () a - 2 () Grandemente subnormal (G.S.)
- de - 2 () a - 1 () Subnormal (S.N.)
- de - 1 () a + 0 () Normal (N)

de + a + 2a + 2σ	Sobre la normal
de + 2 a + 3a + 3σ	Grandemente sobre la normal
Mayores de + 3	Extremadamente sobre la normal

Otros autores usan esta clasificación:

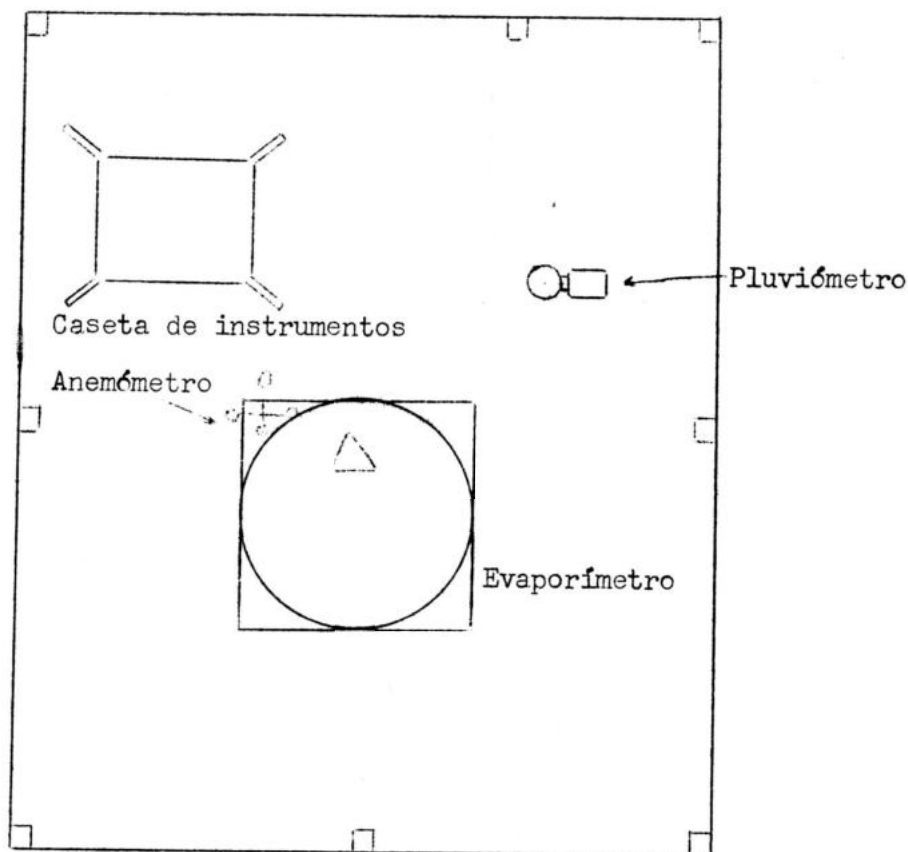
Más bajo de 1/8 de casos:	Muy por debajo de lo normal
Próximo más bajo de 1/4 de casos:	debajo de lo normal
Un cuarto de casos:	Normal
Próximo más alto de 1/4 de casos:	sobre lo normal
Más alto de 1/8 de casos:	Muy sobre lo normal

Aparte del frecuente significado del ambiguo término "Normal" el cual se discutirá más adelante, se usa esta manera de subdividir series de datos.



RC/eca
marzo de 1.962

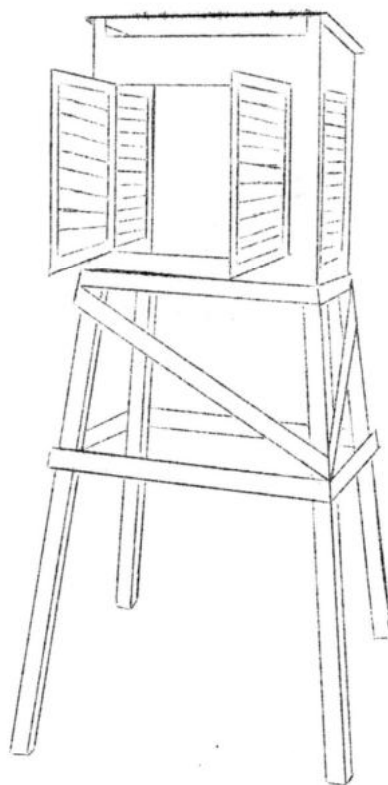
El Instituto Nacional de Obras Sanitarias para sus estaciones meteorológicas consideradas como estaciones climatológicas de 2° y 3° orden de acuerdo a la clasificación en proyecto del Comité Nacional de Hidrología y Meteorología, usa un área de 6 x 6 metros, siendo la más pequeña la estación Pluviográfica, la cual se ha adoptado la medida de 2,5 x 2,5 metros.



Abrijo Meteorológico.- PLANTA DE UNA EST. METEOROLOGICA

El abrigo o caseta meteorológica que a simple vista parece ser una cuestión de rutina en una estación climatológica, constituye sin embargo un complemento muy importante en ella, cualquiera que no estuviera familiarizado con la Meteorología • Climatología pensaría que para medir la temperatura por ejemplo, bastaría con tener un termómetro y leerla, sin embargo el dato requerido que es la temperatura del aire necesita mucha precaución y juicio por lo cual constituye una materia de primordial importancia. Como primer requisito se tendrá el que los termómetros deben estar bien ventilados y protegidos de la radiación directa o de los rayos del sol, esto se consigue mediante el abrigo meteorológico, lo mismo que se dice para los termómetros, se puede decir también para el Evaporímetro o para el Termohigrógrafo.

Los abrigos o casetas meteorológicas pueden ser de diferentes tipos o clases sin embargo en todos ellos la característica principal es la ventilación que tengan. Existe un modelo llamado abrigo o caseta meteorológica de Stevenson, la cual se usa en la mayoría de los países del mundo en las estaciones climatológicas o para los estudios climáticos. Esta casilla tiene las siguientes dimensiones: altura de 16,5 pulgadas • sea aproximadamente 42 cms., ancho de 18 pulgadas o sea 45,5 cms., profundidad de 11 pulgadas o sea 28 cms.. Si a esta casilla se le agrega un Termógrafo y un Higrógrafo las dimensiones variarían en la siguiente forma: la altura será de 33 pulgadas • sea 83,5 cms., el ancho de 25 pulgadas o sean 63,5 cms. y la profundidad de 24 pulgadas • sea 61 cms.. Las paredes o partes laterales deben estar formadas por rejillas para permitir la libre circulación del aire, teniendo un doble techo con un espacio entre ellos para permitir también la libre circulación del aire en la parte superior y evitar el calentamiento; el piso tiene también una serie de huecos para tal fin, la puerta está formada por uno de los lados, pudiendo fijarse de la parte inferior, mediante bisagras, permitiendo así que quede totalmente hacia abajo, mientras se efectúan las lecturas, la



CASETA METEOROLOGICA

puerta debe estar orientada hacia el Norte en el Hemisferio Norte y esta condición es necesaria para evitar que cuando se efectúen las lecturas de los aparatos dentro del abrigo, estos queden expuestos a la radiación directa del sol, alterando de esta manera los datos que se tomen; las rejillas asimismo deben estar pintadas de blanco por dentro y por fuera, para así reflejar la máxima cantidad de radiación posible ya que todos sabemos que el color blanco es el que rechaza el mayor porcentaje de la radiación recibida; la altura a que debe estar colocada la casilla meteorológica con respecto al suelo es de 5 pies aproximadamente o sea 1,50 metros, en muchos países europeos se usa una altura de 2,00 metros y nosotros también usamos 2,00 metros para nuestras casetas meteorológicas. La caseta no debe estar bajo la sombra ni de árboles ni de edificios, sino debe estar libremente expuesta a la intemperie. Aunque la caseta se supone que ofrece una protección contra la radiación, la lluvia, etc. ella está diseñada de tal manera que permite que pase una corriente de aire libremente a fin de que se ventile.

Cuando el día por ejemplo está nublado y el aire tiene movimiento se puede decir que la temperatura leída son las mismas que las temperaturas del aire; cuando el día está despejado es decir que existe una radiación intensa y el aire está en calma entonces las temperaturas dentro de la caseta pueden tener una diferencia hasta de 2°F con respecto a la verdadera temperatura del aire. Estos errores se pueden modificar y para éllo Wild diseñó otro tipo de caseta cuya característica principal es la de tener una cubierta o techo bastante grande prolongado hacia fuera.

Como el lado norte está abierto, esta caseta tiene el inconveniente de exponer los instrumentos a la lluvia y a la nieve en los países de latitud media. Los errores cometidos por radiación en la caseta de Stevenson, se han corregido últimamente introduciendo en ella un ventilador el cual facilita el intercambio del aire exterior e interior, pero como ya hemos visto existe el problema de la inercia de los termómetros • sea su resistencia a adaptarse rápidamente a los cambios de temperatura, y no pudiendo funcionar este ventilador constantemente sino en el momento de efectuar las lecturas, se debe dejar entonces el tiempo necesario para que los termómetros se adapten a la temperatura exterior del aire. Otro cuidado muy especial que se debe guardar en la instalación de la caseta meteorológica es un anclaje en el terreno, pues cualquier ventarrón puede tumbarla con los consiguientes daños en los aparatos. Existe otro tipo de abrigo que se usó antiguamente y aún en algunos países se usa y es una especie de garita que va colocada a unos 30 cms. fuera de la ventana.

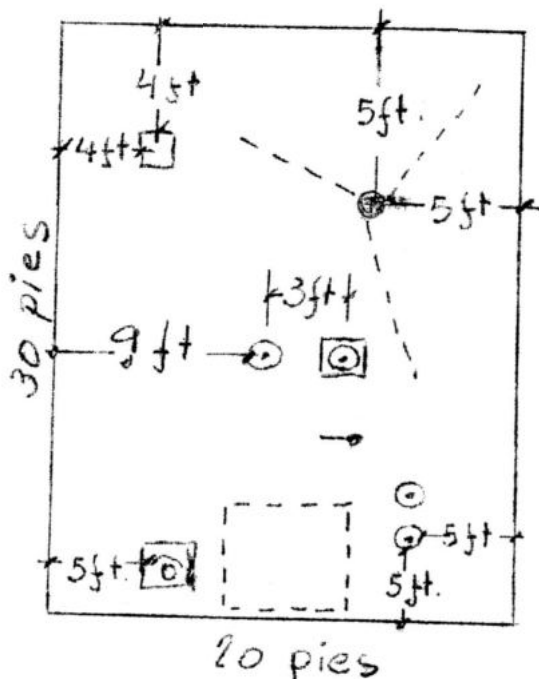
Equipo de instrumentos y arreglo.-

Para efectuar las observaciones climáticas la estación se debe arreglar de tal forma que los aparatos recaben la información deseada, bajo este concepto se han clasificado o mejor dicho existe el proyecto de clasificarlas de la siguiente manera y aunque no es nuestro campo sin embargo para una ilustración general de la clasificación daremos el siguiente cuadro detallando luego las de tipo climático que encuadran en esta materia

La oficina meteorológica de la Gran Bretaña da un plano para el arreglo del instrumental en un espacio determinado para la instalación de la estación meteorológica; como ya hemos dicho el espacio requerido depende del tipo de estación y por consiguiente del número de aparatos que hay en ella. Podemos ilustrar en el siguiente gráfico este tipo de estación que en realidad correspondería de acuerdo a la clasificación general de la OMM al tipo B, a) Es aciones principales pero que en nuestra clasificación detallada no corresponde al tipo determinado sino que más bien sería una estación de tipo agrícola. El croquis de dicha estación sería:

Cuidado del instrumental.-

Una estación climatológica requiere de constante atención ya que de los servicios de un Observador por los momentos no puede prescindirse y debemos tener en cuenta que como la cantidad de dinero disponible en el mundo para efectuar el pago de los observadores, es muy limitada, los servicios climatológicos dependen fundamentalmente de los observadores o mejor dicho de la voluntad de éstos, los cuales efectúan estos trabajos más por colaboración espontánea que por ganar la muy pequeña remuneración que se le paga. Es indiscutible que los observadores deben ser muy cuidadosos y rigurosamente puntuales; estas condiciones sin embargo dependen mucho del grado de instrucción del mismo así como también de un gran sentido de responsabilidad. Lamentablemente en nuestro país no hemos llegado al grado de instrucción deseable para poder encontrar o satisfacer estas condiciones, por consiguiente es mi opinión que la mayor parte del instrumental debe ser registrador y aunque su valor



es mucho más elevado, sin embargo teniendo en cuenta que los estudios o deducciones que se saquen de esos datos contarán muchísimo más y que en un momento dado estas cantidades pueden ser pérdidas cuando menos por datos mal tomados, se justifican por lo menos para obtener el mínimo de precisión en dichos datos. Otra dificultad aunque teniendo buenos observadores sería el reemplazo de éstos en un momento dado.

Las observaciones climatológicas deben ser tomadas por lo menos una vez diaria cada día del año, siendo de mucho más valor estas observaciones mientras más años se tengan de datos, en un lugar. Como aún usando aparatos registradores es necesario el observador que los opere se debe tener especial cuidado de prever un sustituto en caso de ausencia de aquél ya sea por vacaciones, fiestas, enfermedad, etc. pudiendo ser en un momento dado esta ausencia permanente.

Nada presenta mayor inconveniente en una evaluación de datos climatológicos que una laguna y esta laguna en un momento dado en ellos puede invalidar un período mayor de datos que la misma interrupción. Otro factor indeseable es el cambio del lugar de la estación de un sitio a otro, aún dentro de la misma ciudad. Si el cambio es inevitable por lo menos se debe observar un año de registros paralelos en ambos sitios a fin de comparar y ajustar los datos.

Registros.-

Es una cuestión axiomática que de las observaciones se deben llevar registros y como una regla fundamental que se debe observar es que cualquier observación que se efectúe debe ser anotada inmediatamente después que ésta se efectúe. Aunque parezca muy simple esta advertencia sin embargo pasa muy a menudo que por flojera se hace la observación y no se anota por cualquier motivo y luego al ir a anotarla más luego surge la duda del valor numérico presentándose dos alternativas o se inventa siendo este el camino peor escogido, o se pierde la observación el cual sería el camino más honrado pero no por esto lo más deseable.

Las planillas de registro deben estar en la misma estación, colocadas en el abrigo meteorológico para así efectuar las lecturas al mismo instante en que se efectúen. Otro cuidado que se debe observar es que las observaciones se deben anotar en lápiz pues si se hacen en tinta cualquier gota de agua bien porque esté lloviendo a la hora de tomarlas o porque se haya pasado a la caseta meteorológica puede borrar el número perdiéndose la observación. Estas planillas se deben remitir o ser entregadas al encargado de la zona meteorológica o bien enviarlas a la oficina central.

Las planillas para registrar las observaciones pueden ser de diferentes tipos, en nuestros observatorios se usan las siguientes planillas: Mostrar las planillas

- a) Pluviómetro
- b) Temperatura - humedad
- c) Evaporación
- d) Pluviógrafo
- e) Heliógrafo

Es deseable también el uso de los signos internacionales del tiempo, estos signos son:

- | | | | |
|---|----------------------------|---|-----------------------|
| o | Lluvia | ↕ | Avalancha |
| ✕ | Nieve | ☁ | Rocío |
| △ | Granizado suave | ⌋ | Helada |
| ▲ | Granizado | ∨ | Escarcha |
| ⊥ | Truenos | ☄ | Hielo lustroso o liso |
| ⚡ | Relámpagos | ☄ | Cobertura de nieve |
| ⚡ | Tormenta eléctrica | ☉ | Corona solar |
| ☁ | Niebla | ☾ | Corona Lunar |
| ☁ | Niebla húmeda | ☉ | Halo Solar |
| ☁ | Neblina delgada | ☾ | Halo lunar |
| ☁ | Niebla baja, cielo visible | ☾ | Arco iris |
| ☁ | Bruma | ☄ | Aurora boreal |
| ☁ | Polvo o tormenta de arena | | |

La intensidad de cada fenómeno se puede indicar por medio de un índice en forma de exponente, usándose 0 = suave; 1 = medio; 2 = fuerte. Supongamos por ejemplo una caída suave de nieve se debería indicar por ✕⁰; una tormenta eléctrica fuerte ☄² o una niebla mediana ☁¹.

Las principales estaciones climatológicas no efectúan más que una observación diaria, usando su propia nomenclatura la cual en muchos casos se ajusta a la nomenclatura internacional, estas observaciones se anotan en planillas como hemos visto ya, las cuales son peculiares de cada servicio. En nuestras estaciones no se sigue muy al pie de la letra la nomenclatura internacional y aún más pudiéndose tomar más observaciones no se hacen, por lo cual se debe trabajar en este sentido hacia el futuro para lograr un paso de superación; claro que esto sería posible mediante el funcionamiento en forma eficiente del organismo coordinador de las actividades Hidrometeorológicas, cada día de más urgente necesidad para el avance de estas disciplinas.

Los reportes mensuales como se ha dicho antes se envían a las respectivas oficinas, lo ideal sería que en cada observatorio se dejara copia de los datos para así evitar pérdidas que muchas veces suceden; a cada observador debe hacersele una ficha en la cual figuren los datos elementales como nombre, dirección, etc.

Sería también conveniente y no a costo adicional el tomar datos complementarios en las estaciones climatológicas tales como observaciones fenológicas: fecha de comienzo de floraciones, aparición de plagas, etc. estas observaciones son muy importantes como ayuda al manejo de los cultivos.

En los aparatos registradores las gráficas deben ser cambiadas diaria o semanalmente pero cuidando que no exceda más de un período de 24 horas ni más de 7 días, las gráficas del Heliógrafo por ejemplo deben ser cambiadas o antes de la salida del sol o después del ocaso.

Las gráficas de Pluviógrafo por ejemplo pueden durar varios días, nos referimos a las diarias, pero apenas ocurra una lluvia significativa ésta se debe cambiar para evitar que otra lluvia suceda y provoque confusión al calcularla. Cuando se quite la hoja al colocar una nueva debemos cerciorarnos de que el borde inferior quede paralelo a la arista inferior del tambor para evitar muchos registros, al colocar la gráfica en el tambor éste debe girarse para que la pluma quede exactamente en la línea vertical que indica el comienzo de la hora de postura, esta línea es una línea curva que coincide con el movimiento de la pluma.

Tiempo y secuencia de las observaciones.-

Al menos una observación diaria es el mínimo deseable en cualquier estación climatológica. La hora de efectuarla es de importancia secundaria, sin embargo si se debe tomar la precaución de efectuar las lecturas cada día a la misma hora, si se lee por ejemplo a las 8 a.m. debe ser siempre a las 8 a.m. y si por alguna circunstancia se debe cambiar la hora de las lecturas se debe hacer al comenzar un año para que así no haya cambios en mitad del año. Los tiempos entre las 6 y 9 a.m. son más deseados.

La OMM recomienda que las estaciones climatológicas usen para sus registros las 24 horas en lugar de dividir el día en dos partes de 12 horas con las nomenclaturas AM-PM. En la mayoría de los servicios climatológicos han adoptado este método. En este sistema la hora 0 correspondería a las 12 p.m. y corresponde al espacio de tiempo de las 12 a.m. a 1 p.m. La hora 12 correspondería a las 12 del día y las 24 horas serían las 12 de la noche, siendo idéntica a la hora 0. La hora 24 se usa para indicar la terminación de un día y el comienzo del otro.

Por ejemplo si una lluvia comienza a las 10:15 p.m. de un día y dura hasta las 3:37 a.m. de la mañana siguiente el registro en el diario debería ser para el primer día las 22:15 - 24:00 y para el siguiente día 0:00 - 3:37. Es obvio que este sistema elimina el peligro de confusión entre a.m. y p.m. en los registros, a la vez que los simplifica.

Mantenimiento de instrumentos.-

En todos los instrumentos en uso se debería tener un chequeo constante en adición al mantenimiento que significa la lectura diaria. Los registros es conveniente chequearlos diariamente o por lo menos una vez semanal y corregir sus anomalías o en caso contrario enviarlos al taller micromecánico. Los termómetros es conveniente calibrarlos cada seis meses, el Termógrafo debe calibrarse si posible mensualmente por medio de la muselina para provocarle una atmósfera saturada a fin de graduar la aguja al 100 % en todo caso cada lectura debe ser chequeada con el Psicrómetro. El Termógrafo debe ser calibrado muy a menudo también por medio de termómetros para corregirlo.

En los termómetros si no se posee equipo de prueba por lo menos el 0 grado debería ser chequeado, esto se consigue introduciendo el bulbo del termómetro en una mezcla de nieve o hielo y agua debiendo estar en movimiento, pero las dos bases sólida y líquida deben estar presente.

La temperatura de esta mezcla será exactamente 0° o 32°F y los termómetros que se introduzcan en esa mezcla después de unos pocos minutos deben leer 0° siempre con un movimiento constante de la mezcla; cualquier diferencia debe ser considerada como una corrección del termómetro. La corrección con signo + significa que el error es en defecto y hay que agregarla, es decir que el termómetro marca por debajo de la temperatura correcta, si la corrección es de signo - la corrección se debe restar y quiere decir que el termómetro marca valor más alto de la temperatura correcta.

Una atención constante debería dispensarse a los termómetros de alcohol así como a los termómetros de máxima y mínima del tipo Six puesto que estos están más sujetos a cambios en la calibración.

Las plumas de los registradores deben ser limpiadas a intervalos frecuentes, bien lavadas para evitar o trazos muy anchos o falta de trazos por sucio, estas plumas se deben limpiar con agua. Las juntas y pivotes se deben cuidar de que estén libres de sucio o polvo para asegurar el movimiento de las partes mecánicas.

No se debe usar aceite por ser contraproducente ya que este forma un depósito de sucio con el polvo con los consiguientes perjuicios. Los relojes se deben calibrar para que no adelanten ni atrasen y deberían limpiarse por un relojero una vez al año. Esto mismo debe hacerse con las cuerdas de los aparatos aspiradores. Los bulbos de los termómetros y la bola del Heliógrafo deben limpiarse con un trapo limpio humedecido en agua tibia, para quitarles el polvo.

Los Anemómetros y los pivotes de las veletas deben lubricarse con aceite muy fino o mejor con grafito frecuentemente y el observador debe cerciorarse que éste no se pare en ninguna posición o tenga preferencia a pararse en una posición fija.

En la actual práctica climatológica se usan hoy en día muchos y variados aparatos eléctricos así como equipos electrónicos, siendo el mantenimiento del mayor cuidado. Muchos aparatos como el Pieheliómetro necesitan una calibración muy frecuente. Se debe tener mucha atención a los manuales elaborados por el fabricante para evitar pérdidas en los aparatos.

Las bases, soportes de casetas, las casetas mismas, las cercas etc., se deben pintar por lo menos dos veces anuales y siempre de color blanco para la reflexión de la radiación, la pintura se debe hacer tanto por dentro como por fuera. Un libro de la estación es deseable de llevar en el cual figuren las fechas de pintura, de arreglos de los aparatos y todos los datos importantes en el mantenimiento de la estación.

Estas notas deben llevar una serie de datos como situación de la estación, datos del observador, los datos de la estación, etc. En condiciones de buen manejo de las estaciones, en caso de un cambio de observador el nuevo observador tendrá una historia de como han funcionado los aparatos y como se han llevado los registros.

Red de estaciones y recolección de datos.-

En la actualidad la mayoría de los países mantienen por lo menos un servicio climatológico y en muchos existen un servicio central para desarrollar las actividades climatológicas. Aún en las regiones donde por lo difícil de su operación no se mantienen estaciones climatológicas fijas, sin embargo la información climatológica se efectúa por medio de expediciones para obtener los datos básicos para los estudios climáticos de estas regiones, como es el caso de las regiones Articas o Antárticas, Groenlandia Central, Asia Central, Africa Central. El desarrollo del tráfico aéreo con los nuevos tipos de aviones necesitan de mayor número de estaciones meteorológicas y por consiguiente este aspecto ha beneficiado la climatología como resultado de las muchas estaciones instaladas en los aeropuertos.

El número de estaciones donde se efectúan lecturas horarias durante todo el tiempo se calcula en más de 2.500 en todo el mundo.

Las estaciones climatológicas donde se toman por lo menos los datos de temperatura y precipitación se calcula en más de 40.000.

El número de estaciones en nuestro país llegará a unas 800 las cuales toman precipitación, siendo su número mucho menor para la observación de los otros elementos climatológicos.

El mínimo deseable o mejor la densidad mínima deseable de estaciones climáticas es por lo menos de 1 estación cada 1.500 kms² aproximadamente.

En Europa Central la densidad es de alrededor de una estación cada 200 kms² aproximadamente.

El problema de la densidad está ligado también a la distribución pues generalmente esa densidad se refiere a sitios poblados y en regiones montañosas casi no existen estaciones por lo cual las estaciones automáticas serán de gran futuro para cubrir estas áreas deshabitadas y sobre todo en los océanos. Los registros de estas estaciones también varía con el estudio que se desee pues en microclima la densidad debe ser muy alta sobre todo en temperaturas.

Los resúmenes de los datos de estaciones climatológicas se publican en muchos países siendo la forma más común como resúmenes mensuales y anuales dándonos al menos el valor medio de las observaciones. Otros organismos publican los datos más detallados como por ejemplo las precipitaciones de 5 en 5 minutos etc.

Las observaciones son muy antiguas y existían observaciones visuales de 500 años antes de cristo sin embargo las observaciones por medios de instrumentos son de aproximadamente la mitad del siglo XVII y los registros ininterrumpidos más largos se muestran en la tabla siguiente:

Estaciones con registros ininterrumpidos más largos:

<u>AÑO DE COMIENZO:</u>	<u>ESTACION:</u>	<u>PAIS:</u>
1.664	PARIS	FRANCIA
1.692	BRESPAN	ALEMANIA
1.700	BERLIN	ALEMANIA
1.722	UPSALA	SUECIA
1.723	LUND	SUECIA
1.725	LENINGRADO	RUSIA
1.779	NEW HAVEN	ESTADOS UNIDOS

En la mayoría de los países del mundo tomando como un promedio las observaciones climáticas se van más allá de los 50 años. Este hecho se debe tener siempre presente cuando se trate de ver ciertas teorías más adelante, las cuales por estar basadas en tan pocos años de registros se deben tomar y analizar con el juicio necesario.

Caracas, 16 de enero de 1.963.-

RC/eca

54
Luis Castro R.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Facultad de Ingeniería
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

ASIGNATURA: Climatología (continuación de la tesis V)

PROF/ Rafael Convit

Otra manera de medir por algunos autores, es por medio de grupos en esta forma:

- Más bajo 1/8 de casosMucho más abajo de lo normal
- Próximo más abajo de 1/4 de casos.....Debajo de lo normal
- La mitad de 1/4 de casos.....Normal
- Próximo más alto de 1/4 de casos.....Encima de lo normal
- Más alto de 1/8 de casosMuy por encima de lo normal

Aparte del frecuente significado del ambiguo término "Normal" el cual se discute más adelante, se usa esta manera de subdividir series de datos.

Para otros propósitos, uno frecuentemente encuentra uso de cuartiles, quintiles, deciles, en los cuales subdividen las distribuciones dentro de igual porción conteniendo cada una 25 - 20 ó 10 por ciento de los casos respectivamente. Ellos pueden obtenerse fácilmente de un arreglo de los datos.

Estos se arreglan en listas de valores aritméticos en orden de acuerdo a su magnitud.

Modernas máquinas pueden hacer esta operación rápidamente. La tabla T-1 muestra un ejemplo de una simple serie de datos de temperaturas para todos los septiembres de 1871 a 1950.

Estos 80 valores se muestran orden cronológico y en orden creciente.

1871	62,3	1891	70,3	1911	70,4	1931	74,1
1872	69,0	1892	66,1	1912	70,4	1932	70,3
1873	68,0	1893	66,0	1913	67,4	1933	71,8
1874	70,1	1894	71,4	1914	66,0	1934	70,6
1875	64,6	1895	72,4	1915	71,0	1935	67,0
1876	65,2	1896	67,8	1916	66,6	1936	71,4
1877	66,9	1897	68,2	1917	63,8	1937	65,9
1878	68,9	1898	71,0	1918	64,2	1938	67,4
1879	64,4	1899	65,8	1919	69,4	1939	71,0
1880	67,9	1900	73,6	1920	68,8	1940	66,8
1881	77,0	1901	67,4	1921	70,4	1941	72,8
1882	69,1	1902	66,8	1922	69,9	1942	70,4
1883	65,1	1903	67,2	1923	69,6	1943	67,6
1884	71,7	1904	67,4	1924	64,3	1944	70,5
1885	66,1	1905	68,2	1925	72,8	1945	73,1
1886	69,3	1906	72,9	1926	69,0	1946	71,3
1887	65,0	1907	69,4	1927	70,1	1947	70,4
1888	64,8	1908	66,6	1928	64,9	1948	69,7
1889	65,6	1909	66,4	1929	70,2	1949	67,1
1890	67,8	1910	71,0	1930	76,0	1950	67,0

H
C
C
S.
1900

TABLA T-1

Orden o arreglo:

62,3	65,2	66,6	67,4	68,9	70,1	70,6	72,4
63,8	65,6	66,8	67,4	69,0	70,1	71,0	72,8
62,4	65,8	66,8	67,6	69,0	70,2	71,0	72,8
64,3	65,9	66,9	67,8	69,1	70,3	71,0	72,9
64,4	66,0	67,0	67,8	69,3	70,3	71,0	73,1
64,6	66,0	67,0	67,9	69,4	70,4	71,3	73,6
64,8	66,1	67,1	68,0	69,4	70,4	71,4	74,1
64,9	66,1	67,2	68,2	69,6	70,4	71,4	74,4
65,0	66,4	67,4	68,2	69,7	70,4	71,7	76,0
65,1	66,6	67,4	68,8	69,9	70,5	71,8	77,0

El valor medio de la serie es 68,7° F, la desviación Standard $\sigma = a 3^\circ F$. En este específico ejemplo de acuerdo a Conrad, la clase mayor de $\pm 3 \sigma$ marcaría el límite de clasificación de un valor, más allá de este no debería haber ninguno.

Para diferencias de 5 ó quintiles tenemos:

66,0, 66,0-67,4, 67,5-69,6, 69,6 a 71,0 71,0

Oblicuidad de la curva: La oblicuidad es usualmente dada como un adicional factor de distribución, factor para caracterizar la distribución de frecuencias, en añadidura a la mediana y a la desviación. Esta indica la desviación de una distribución simétrica.

En una distribución simétrica la media, mediana y modo tienen el mismo valor.

$$M = C = F$$

Esto significa también que una desviación positiva dada de la media es tan frecuente como una negativa del mismo valor. Casos de simétricas distribuciones son raros en climatología.

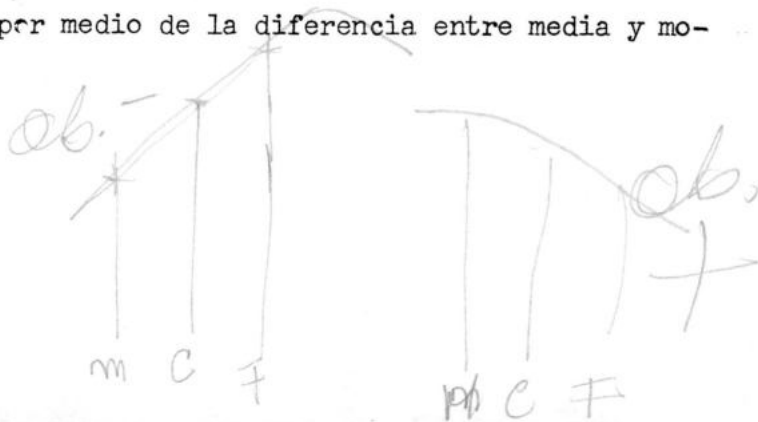
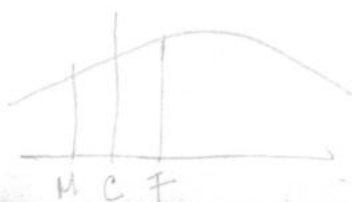
Es importante conocer si las desviaciones positivas de la media son preponderantes en número (oblicuidad negativa). En este caso un gran número de pequeñas desviaciones positivas se deberían compensar con un más pequeño número de grandes desviaciones negativas. En el caso contrario uno debería tener una distribución con oblicuidad positiva.

Refiriéndonos a la figura N° 1 se nota que el polígono de frecuencia tiene una oblicuidad negativa.

Esto se puede expresar simplemente por medio de la diferencia entre media y modo, por consiguiente debemos tener:

Oblicuidad negativa $M < C < F$

Oblicuidad positiva $M > C > F$



También se usa la fórmula de Pearson muy a menudo para definir esto:

$$S = \frac{M - F}{\sigma}$$

Donde M es la media aritmética de la distribución.

F es el modo de la distribución.

σ es la desviación Standard

Como no todas las distribuciones tienen un modo definido es más conveniente usar la mediana en su lugar. Con excepción de la distribución con oblicuidad anormal, la mediana divide la diferencia entre la media y el modo aproximadamente en la proporción 1:2. Uno puede sustituir la mediana por el modo y obtiene: $S = \frac{3(M-C)}{\sigma}$.

Donde C es la mediana

M es la media aritmética de la distribución

σ es la desviación Standard.

Una medida más refinada de la oblicuidad es el uso de lo que se llama tercer momento de la distribución, lo cual es dado por la fórmula:

$$A_3^1 = \frac{\sum [(X-M)^3 \cdot n]}{N \cdot \sigma^3}$$

X = es la marca de la clase

M = la media

N = número total de observaciones

n = número de casos en una clase dada

σ = desviación Standard

La cantidad que da la fórmula es un número abstracto, es decir, sin dimensión.

Para el caso de las temperaturas de los primeros ejemplos, la tabla siguiente muestra los cálculos:

X - M	(X - M) ³	n	(X - M) ³ n
- 3	- 2 7	4	- 1 0 8
- 2	- 8	5	- 4 0
- 1	- 1	1 0	- 1 0
0	0	1 7	0
1	1	1 8	+ 1 8
2	0	4	+ 3 2
3	2 7	2 N=60	+ 5 4

$\sigma = 1,4 \sigma^3 = 2,75$

$A_3^1 = \frac{-54}{60 \cdot 2,75} = -0.29$

$\sum = -54$

Para los más elementales propósitos en Climatología una distribución es suficientemente bien definida por medio de las mediciones descritas anteriormente.

Sumarizando todas estas medidas se tiene:

MEDIDAS ESTADISTICAS PARA DEFINIR UNA DISTRIBUCION:

- Medida.....M= $\frac{\sum X_i}{N}$
- Mediana.....C= $a + \left(\frac{\frac{N}{2} - n_{-}}{n_0} \right) i$
- Modo.....F=b + $\left(\frac{n_+}{n_+ + n_-} \right) i$
- Rango.....R= Máximo - mínimo
- Desviación media.....d= $\frac{\sum [(X - M)n]}{N}$
- Desviación Standard..... $\sigma = \sqrt{\frac{\sum [(X - M)^2 n]}{N}}$
- Colicuidad..... $a_3 = \frac{\sum (X - M)^3 n}{N \sigma^3}$

Distribución normal estadística: Muchos procedimientos estadísticos y pruebas se basan en la llamada "distribución normal", es decir, en las propiedades de ella.

Esta es la distribución de frecuencia, llamada muy a menudo distribución Gaussiana en honor al célebre físico alemán Carlos Federico Gauss (1777-1855). La distribución normal es por decirlo así, la distribución que una serie de errores al azar deberían asumir alrededor de los valores correctos de una medida.

Muchos fenómenos naturales exhiben azar característicos de su desviación de una media.

Una de las propiedades de la distribución normal estadística, es que la media, mediana y modo son iguales, será por consiguiente una distribución simétrica y la probabilidad será entonces de la mitad de los valores por encima o por debajo de la media. La curva de la distribución normal estadística sigue la forma específica de la función de probabilidades o sea:

$$y = \frac{N}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2\sigma^2}$$

- En donde y = es la frecuencia
- X = la desviación de la media
- σ = la desviación Standard
- π = 3,1416
- e = base de logaritmos Neperianos

En una distribución normal el 68,269 de los casos caerán entre $\pm \sigma$; 95,45% entre $\pm 2\sigma$ y el 99,73% entre $\pm 3\sigma$. Estos serían los límites, pues según Conrad no se aceptan errores de más de 3 en la desviación Standard.

Una manera simple de probar normalidad en distribuciones y también de encontrar los varios parámetros de la distribución, es por medio del ploteo en un papel de probabilidad aritmética.

Este papel tiene como abscisas la función descrita anteriormente:

$$y = \frac{N}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2\sigma^2}$$

en forma de porcentajes; las ordenadas son, o los valores de la variable, o las desviaciones de la media. La figura N°T-2 a continuación muestra un ejemplo con los datos de la tabla

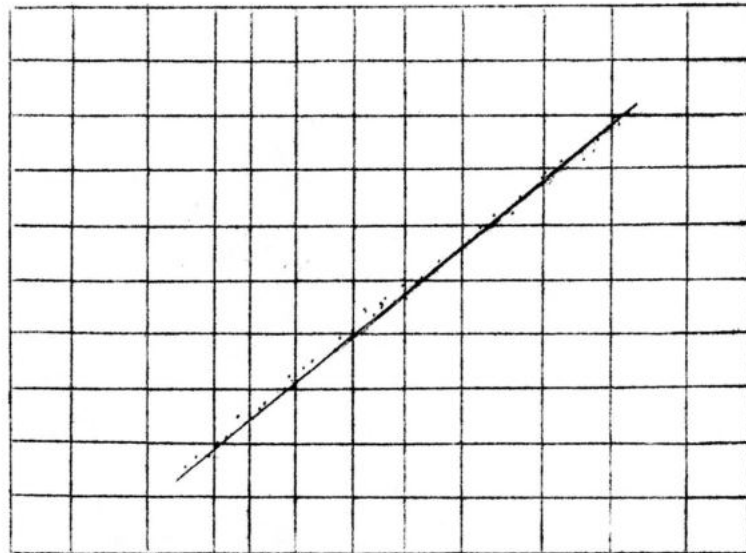


TABLA T-2

La posición de ploteo de los valores individuales se obtiene en tal forma que el valor del porcentaje, de acuerdo al número de casos se asigna a cada número en el arreglo (o a los límites de las clases si el ploteo se basa en los datos sumariados).

En el caso específico de las temperaturas del mes de septiembre en Washington hay 80 caso, se asume que ellos no agotan el rango de posibles observaciones. Por consiguiente por convención se asume que ellos representan N-1 del total rango y a cada uno se le asigna un valor de 80/81 en la absisa.

Para la mayor porción del rango, los datos caen bastante bien en una línea recta, pero para los valores más bajos hay una desviación considerable.

De la línea recta que se adapta a los puntos se puede leer la media al 50% en la absisa como 68,7°C. en la ordenada. La diferencia de este punto al -σ punto a 16% o al +σ punto a 84%, da la desviación Standard. En este caso la diferencia entre las ordenadas de esos puntos son:

$$71,7^\circ - 65,7^\circ = 6^\circ \text{ que es igual a } 2\sigma \text{ o lo que es lo mismo } \sigma = \frac{6}{2} = 3^\circ$$

Si se ploteara la ordenada como desviación de la media, la desviación Standard se leería directamente en la ordenada.

100%

El ploteo de esos datos es típico de muchas distribuciones meteorológicas. Ellas o los puntos pueden estar cerca de una distribución estadística normal, pero no completamente en la recta. Para la mayoría de los propósitos una distribución estadística normal es adecuada.

(Para pruebas en la probabilidad y significado de varias desviaciones de la normal, el lector ha de recurrir a textos especializados).

Si las desviaciones son notables es deseable ver si hay una razón física para éllo. En una serie del tiempo, como se ilustra en la tabla , puede haber por ejemplo una marcada tendencia.

El clima pudo haber cambiado, y ser distinto entonces el valor medio al principio y al final.

También la distribución puede ser bimodal por haber dos fenómenos básicos representados en los datos. Esto se puede encontrar en datos de temperatura a través de la costa, donde un Universo o conjunto de fenómenos de características iguales, o como se denomina en estadística una "Población", es producido, uno por masas de aire que tienen su origen en el continente o tierra adentro y otras por las que se originan en el mar. Oblicuidades notables como características de muchas distribuciones de lluvias se pueden notar también rápidamente; ellas son causadas casi siempre por un patrón de circulación frecuente y el cual representa las condiciones regionales y una que es excepcional. Este caso se presenta en los desiertos donde la regla general es la ausencia o poca precipitación, pero donde un chaparrón ocasional puede alterar notablemente la media y por consiguiente causar una distribución de frecuencia muy oblicua. Esto se usa a menudo para probar la diferencia entre dos valores medios para significación estadística. Tal caso debería surgir por ejemplo en una serie de tiempo donde se supone un cambio significativo del clima, o donde analizando, sea un cambio de la estación, tendríamos una influencia notable. En estos casos se tiene que dividir la serie en dos partes, por ejemplo como en el caso anterior; antes y después del cambio de la estación o en la y 2a mitad para un chequeo en la tendencia.

Para cada parte cuando se divide en 2 partes, se necesita conocer el número de casos en las dos, N_1 , N_2 ; sus medias M_1 , M_2 sus desviaciones Standard σ_1 y σ_2 después de tener estos datos se calcula la diferencia D entre las dos medias; finalmente se calcula el error Standard σ_D de esta diferencia. Este es una función de los errores Standards de las medias M_1 y M_2 y es dado por la siguiente fórmula:

$$S = \frac{\sigma_i}{\sqrt{N_i - 1}}$$

El error Standards de D se expresa entonces como:

$$S_{\text{Dif.}} = \sqrt{S_1^2 + S_2^2}$$

Un ejemplo se muestra a continuación: este ejemplo compara dos periodos de temperaturas de invierno de 30 años cada una.

TEMPERATURAS DE DICIEMBRE A MARZO (INVIERNO) EN ESTOCOLMO - SUECIA

<u>PERIODO</u>	<u>MEDIA</u> <u>°C</u>	<u>N</u> <u>AÑOS</u>	<u>°C</u>	<u>S</u> <u>°C</u>	
1761-1790	-3,5	30	1,6	0,29	$\frac{D}{S_{Dif.}} = \frac{2}{0,39} = 5,01$
1911-1940	-1,5	30	1,5	0,27	

La prueba consiste en calcular la diferencia entre las dos medias y el error Standard de la media. Las tablas de probabilidad indican entonces la probabilidad de obtener tal diferencia por azar solamente. Esto está basado por otra parte en la suposición de que los datos originales son desde el punto de vista estadístico, normalmente distribuidos. Las tablas indican que para una relación de 5 se deberán obtener dos medias diferentes (si los datos originales han sido escogidos al azar del mismo universo).

Qué será aceptable como significativo, es una decisión arbitraria pero generalmente el mínimo aceptable en la relación $\frac{D}{S_{Dif}}$ es 1,65 (5% de probabilidad de ocurrencia por azar) mejor 2,33 (1% de oportunidad de ocurrencia).

VALORES EXTREMOS: Los valores que ocurren pocas o raras veces son de particular interés en la Climatología Aplicada; son de la mayor importancia en problemas de Ingeniería.

Por ejemplo: cuando se construye un edificio muy elevado es necesario conocer la máxima presión o fuerza del viento; cuando se proyecta una presa, el aliviadero debe ser diseñado para la máxima creciente que se pueda presentar en el río que se ha embalsado. Así como estos hay multitud de casos en que es necesario conocer los valores máximos así como también los mínimos.

Los valores extremos en muchas series de datos tienen características estadísticas que hacen posible hacerle un tratamiento racional para la solución de estos problemas.

La discusión de la teoría de los valores extremos es una cuestión de estadística que escapa a nuestra materia, diremos solamente que los métodos y procedimientos son similares a los de la distribución normal que vimos. Si se quiere obtener detalles de esta teoría, se puede consultar la obra de E. J. Gumbel: Statistical Theory of Extreme Values and some Practical Applications del National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series 33 Washington D.C.

El procedimiento más simple y que es válido para la gran mayoría de las series climatológicas, es el desarrollado por Gumbel.

En la práctica este procedimiento comprende el uso del papel de probabilidades diseñado para valores extremos.

El procedimiento consiste en tabular de una serie de valores extremos para intervalos determinados, tales como el más alto o más bajo, observado en un dado año calendario. Estos valores se arreglan en orden de magnitud creciente y se plotean en el papel de probabilidades de Gumbel.

En el ejemplo siguiente figura T-3 se muestran los datos del viento observado en 39 años período de 1908 a 1946 en Washington D.C., arreglados en orden de magnitud creciente y como simple serie. (Tabla T-3).

VIENTOS EXTREMOS EN WASHINGTON D.C. 1908-1946

Año	mi/hr	Año	mi/hr	Año	mi/hr	Año	mi/hr
1908	53	1918	55	1928	46	1938	56
1909	60	1919	55	1929	45	1939	56
1910	51	1920	51	1930	52	1940	47
1911	77	1921	55	1931	49	1941	52
1912	67	1922	57	1932	57	1942	55
1913	70	1923	46	1933	56	1943	62
1914	65	1924	52	1934	59	1944	55
1915	60	1925	53	1935	46	1945	45
1916	58	1926	53	1936	69	1946	54
1917	52	1927	53	1937	56		
		Orden ascendente (mi/hr)					
	45		52		55		59
	45		52		55		60
	46		53		56		60
	46		53		56		62
	47		53		56		65
	49		53		56		67
	51		54		56		69
	51		55		57		70
	52		55		57		77
	52		55		58		

TABLA T-3

Estos datos se plotearán como se dijo anteriormente (figura T-3)

Las posiciones de ploteo están en porcentajes $N/N+1$ o en otras palabras $100 \times 39/40$.

La ordenada central en la figura T-3 contiene estos porcentajes, siendo la abscisa la variable observada.

En este caso una línea recta trazada entre las datos se adapta muy bien. Si se notan grandes desviaciones de esta recta, el método de Gumbel es impropio para usarlo en esos casos y entonces se deben emplear otros métodos de análisis. Gumbel establece que para poder trazar la recta se necesitan por lo menos 20 valores extremos.

La ordenada del margen izquierdo representa el período de retorno, es decir, la longitud del intervalo dentro del cual se puede esperar un dado valor de la variable ploteada.

En nuestro ejemplo (Fig. T-3) el intervalo de tiempo para el cual fueron ploteados los valores extremos individuales, fué de 1 año, por consiguiente las unidades del período de retorno estarán también en años. Si se quiere conocer que valores del viento se podrían esperar una vez en 50 años, se debe seguir en el gráfico de la figura T-3 la línea horizontal de 50 años hasta su intersección con la línea del extremo, luego bajar de este punto hasta el eje de las abscisas y leer la respuesta que

será 74,5 millas/hora. Para un período de retorno de 100 años, el gráfico indica más de 77 millas/hora. Debe tenerse en cuenta que el valor calculado anteriormente indica la probabilidad de un caso en 100 años, por consiguiente este valor no da ninguna información del intervalo real entre dos extremos sucesivos de un valor dado, así mientras el gráfico indica que velocidades de 61 millas/hora deberían ser esperadas una vez en 5 años, pueden de acuerdo al concepto de frecuencia visto, sucederse dos eventos en años consecutivos y entonces la separación entre éstos y otro valor que debiera ser esperado sería de 6 ó 8 años.

El coeficiente de correlación: es una expresión matemática para el grado de relación entre dos variables. Para correlacionar dos variables debe existir una buena razón física para asumir que ellas están correlacionadas en el sentido de causa y efecto y por lo cual ellas pueden correlacionarse por una tercera razón común. Un coeficiente de correlación tiene significado si este tipo de razonamiento físico se aplica, no importa que grado de ajuste puedan mostrar las cifras.

Si dos cantidades varían de la misma manera, las desviaciones de la media también variarán de la misma manera. Para el cálculo de correlaciones se usan las desviaciones de la media.

Supongamos que X e y representan las desviaciones de dos variables de sus respectivas medias, el coeficiente de correlación entre ellas será expresado en la forma siguiente:

$$r = \frac{\sum (x y)}{\sqrt{\sum x^2 \cdot \sum y^2}}$$

Los valores límites para el coeficiente de variación son determinados de esta misma ecuación. Si las variables cambiaran de la misma manera y magnitud exactamente entonces X sería evidentemente igual a y por consiguiente $r = 1$, lo cual indicaría una correlación perfecta.

Si la variación tuviera la misma magnitud de X pero de signo contrario, entonces X sería igual a - y entonces $r = -1$, es decir, que las dos curvas serían como las imágenes de un espejo o mejor existiría una perfecta correlación negativa.

Entonces de esto podemos deducir que los límites de variación del coeficiente de correlación son $+1$ y -1 .

Si toma el valor 0, no existirá correlación matemática de ninguna clase entre las dos funciones.

La realidad de un coeficiente de correlación dependerá mayormente del número de valores de X e y para lo cual es calculado.

Como una medida matemática de la certeza de una correlación se puede calcular el error probable del coeficiente de correlación mediante la siguiente fórmula:

$$e = 0,6745 \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}$$

donde r es el coeficiente de correlación
N el número de valores de cada serie.

En general un coeficiente de correlación seis (6) veces tan grande como el error probable, se considera como índice de una buena correlación matemática.

Filipis

Los varios valores del desierto no se contemplan en esa tabla, ellos todos exceden de 100 pulgadas por año, 250 mm.

Para las regiones húmedas de Europa Central, la evaporación potencial constituye solamente el 60 a 80% de la precipitación anual, en contraste al valor del mar Muerto que es sobre el 450% de la precipitación media anual.

Algunas estimaciones se han hecho para la comparación de mediciones de evaporación en superficies naturales y las cantidades medidas desde cubetas calculadas por las fórmulas anteriores. La evaporación para grandes superficies de agua, tales como lagos, se asume como 0,70 a 0,75 de las medidas con cubetas sujetas a la misma temperatura y condiciones.

Penman cita para Rothamsted, Inglaterra, para un suelo desnudo húmedo 0,9 de la de una superficie opuesta.

V I E N T O

El viento es uno de los elementos meteorológicos que se le ha prestado singular atención desde los tiempos más antiguos. Este elemento nos indica más que ningún otro la inestabilidad de la atmósfera por ejemplo: calma un día, ventarrones el próximo y cambios de dirección de un lugar a otro.

Para los marineros antiguos el viento era su mejor aliado y también su peor enemigo al mismo tiempo. Aún en nuestros tiempos los itinerarios de los marineros dependen del estado del tiempo, así mismo constituye uno de los principales elementos a ser considerados en los vuelos aéreos. En aviones Jet donde el combustible es crítico las corrientes del viento en altura son de capital importancia.

Se puede decir que el viento es el resultado de las diferencias de presión donde quiera que tal diferencia exista en un medio movible como el aire, una corriente toma lugar para igualar tan pronto como pueda vencer la fricción. La diferencia de presión misma no es un elemento independiente sino que es consecuencia de la diferencia de temperatura.

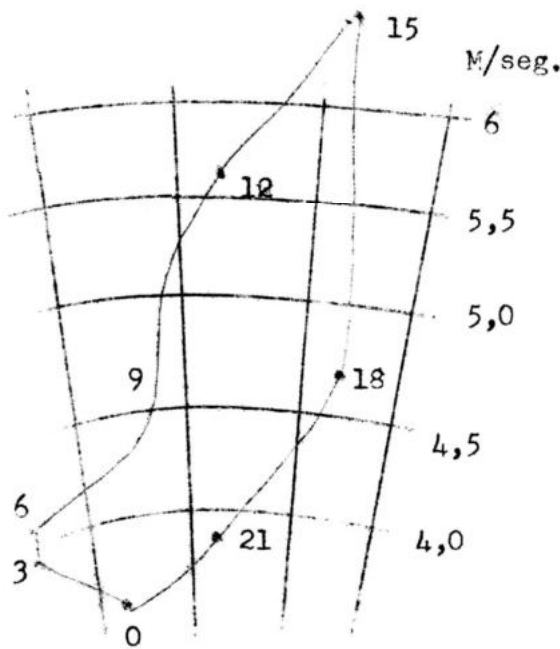
Un volumen de aire a alta temperatura tiene menos densidad (por consiguiente menos peso y ejerce menos presión) que un volumen igual a baja temperatura teniendo más alta densidad. La presión y diferencia de presión son de mucha importancia en Meteorología para la predicción del tiempo, sin embargo en Climatología es de una importancia secundaria, sin embargo la descripción del viento y los cambios de presión tienen una influencia climática como la temperatura y la precipitación.

La dirección del viento, la velocidad y los cambios en intensidad son las características principales en las cuales se interesa la Climatología. Las fluctuaciones del viento se notan mejor por la dirección que por su velocidad debido a que generalmente un cambio en la dirección del viento está en conexión con los cambios del tiempo. En muchos lugares un viento soplando desde una cierta dirección indica directamente el tipo de tiempo. La mayoría de los vientos según la estadística dan una dirección preponderante durante un intervalo de tiempo dado (un mes o un año). Por dirección prevaleciente del viento se entiende la dirección con la más alta frecuencia relativa que él sopla bien horariamente o un porcentaje básico se se dispone de un registrador, o de otro modo de un número de observaciones durante el período.

La variación diaria de la dirección del viento se puede encontrar en estaciones de registro contínuo

Esto es importante y un fenómeno regular en muchos sitios, por ejemplo: cerca de grandes cuerpos de agua y en las montañas, donde prevalece una dirección durante el día y otra durante la noche.

En áreas donde están ausente las características topográficas salientes principalmente en días claros, un cambio de la dirección del viento con el sol puede también observarse. Möller ha efectuado un análisis para 10 años de vientos horarios con observaciones en Potsdam, Alemania. Usando 87.000 tarjetas perforadas y usando máquinas él llegó a determinar la marcha diaria del vector del tiempo. Después de eliminar el efecto de frecuencias variables de las varias direcciones, él obtuvo el vector representativo de las variaciones diurnas. Su curso era muy pronunciado en verano en días con velocidades de más de 5 m/seg. en la tarde. La figura siguiente muestra este caso para días claros:



la X marca el valor medio, cada punto marca el punto extremo del vector del viento para intervalos de 3 horas. Aparte de la baja velocidad del viento en la noche y alta velocidad en el día, hay una marcada dirección durante el curso cambiante del día.

El viento convectivo como lo llama Möller tiene componentes adicionales del este en la mañana temprano y muestra un cambio al sur al mediodía, éste tiene una distinta dirección del oeste al atardecer y un elemento del norte en la noche. Condiciones similares prevalecen en altura. Si nosotros nos basamos en las observaciones horarias del movimiento de las nubes. H.H. Clayton ha analizado la dirección de las nubes observadas en el Blue Hill Observatory cerca de Boston y mostró que la frecuencia máxima del movimiento de las nubes desde una dirección dada estaba relacionada con las horas del día como se muestra en la tabla siguiente:

HORA DE MAXIMA FRECUENCIA DE DIRECCION DEL MOVIMIENTO DE NUBES EN BLUE HILL OBSERVATORY

Movimiento desde:	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Hora del día	23	2	5	8	11	14	17	20

Las explicaciones para el cambio diurno del viento no son todavía totalmente satisfactorias, se asume que el flujo del nivel más bajo al menos durante las horas del día está influenciado por el arrastre del flujo en los altos niveles.

X Brisas en montañas y valles.-

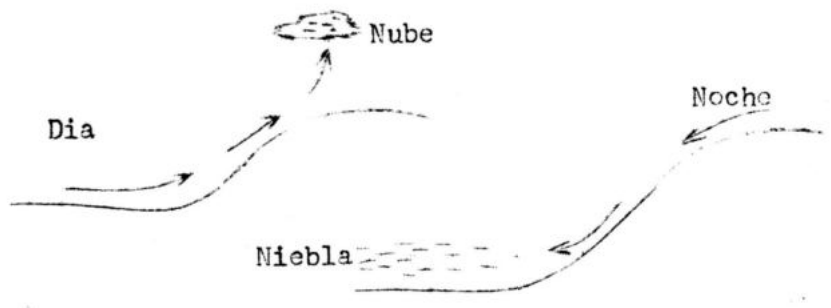
En regiones montañosas un marcado cambio en la dirección del viento se observa como sobrepuesto o como desalojando el ordinario cambio diario. Durante las horas antes del mediodía una brisa comienza a soplar desde la tierra baja hasta la colina y luego después del medio día un viento hacia abajo en dirección al valle se produce.

El viento con la componente ascendente se llama "viento del valle" y el que sopla hacia abajo de la montaña se llama "viento de montaña".

El viento de la tarde es particularmente pronunciado en la salida del valle el ciclo regular de los dos vientos opuestos es particularmente pronunciado en tiempo despejado, lo cual indica que el fenómeno está íntimamente relacionado con la radiación. La razón para la brisa del valle es que durante el día el aire a la misma elevación que el de la colina, sobre el valle es más frío que el aire en la montaña, debido a que el calor del aire es una función de su distancia a la superficie del suelo. El aire por consiguiente mostrará una tendencia a subir por la pendiente y será reemplazado por el aire más frío del plano.

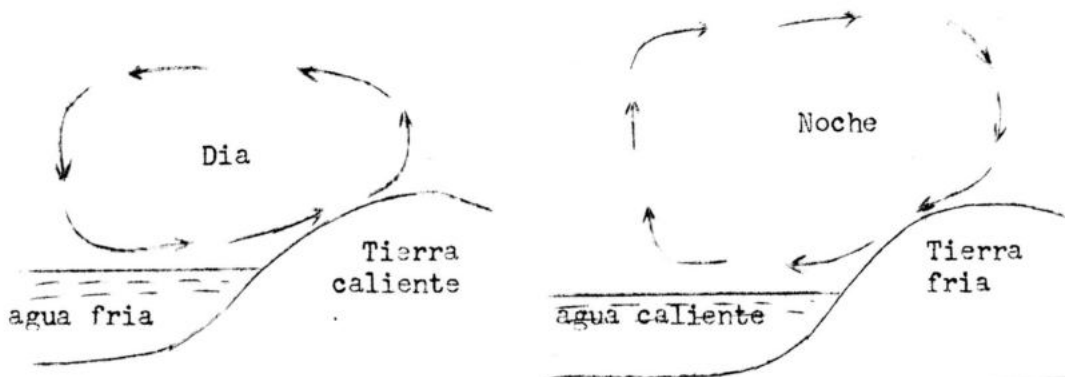
En la noche el aire se enfría a lo largo de la pendiente y como éste es más frío que el aire a la misma elevación sobre el plano, éste por consiguiente tenderá a fluir hacia abajo de la montaña produciéndose el llamado viento de montaña.

La siguiente figura nos ilustra los dos ciclos:



Brisas de tierra y mar.-

Otro de los cambios diarios de la dirección del viento se observa cerca de las costas de los océanos y de los grandes lagos. En cuanto a esto en días de sol, el viento sopla desde el mar a la tierra durante el día y toma dirección contraria en la noche. La explicación para esto se basa de nuevo en el efecto de la radiación solar. Bajo la influencia de la radiación el suelo se calienta más rápidamente que el agua. En los bajos niveles un gradiente de presión desde el mar a la tierra resultará, lo cual conducirá a un flujo o movimiento violento del aire más frío del mar hacia la tierra. En la noche el agua retiene su calor mejor pues tiene una capacidad mayor que la tierra, el aire sobre el mar se calentará más que el aire sobre la tierra y un gradiente de presión desde la tierra hacia el mar se produce y por consiguiente el viento soplará de la tierra hacia el mar. La brisa de la tierra y el mar se ilustran en el siguiente diagrama.



La brisa del mar es el fenómeno más pronunciado y sucede particularmente en regiones con clima de días despejados con regularidad cronométrica día a día. En regiones tropicales la brisa del mar se nota en más del 70% de los días. La brisa marina no penetra mucho tierra adentro; a lo sumo de 40 a 50 millas desde las costas de los océanos. En caso de lagos en la mayoría de los casos solo penetra unas tres millas.

En Nueva Inglaterra la brisa del mar era observada de comenzar gradualmente con velocidad de 3 pie/seg. entre las 8 y las 10 de la mañana y alcanzar luego velocidades algunas veces de 15 y 20 pie/seg. en la media tarde. En un registro meteorológico la brisa del mar se nota no solamente por el abrupto cambio de dirección sino también por una rápida caída en temperatura y una elevación de la humedad. Un ejemplo típico del abrupto cambio en elementos climatológicos se muestra en la figura siguiente:



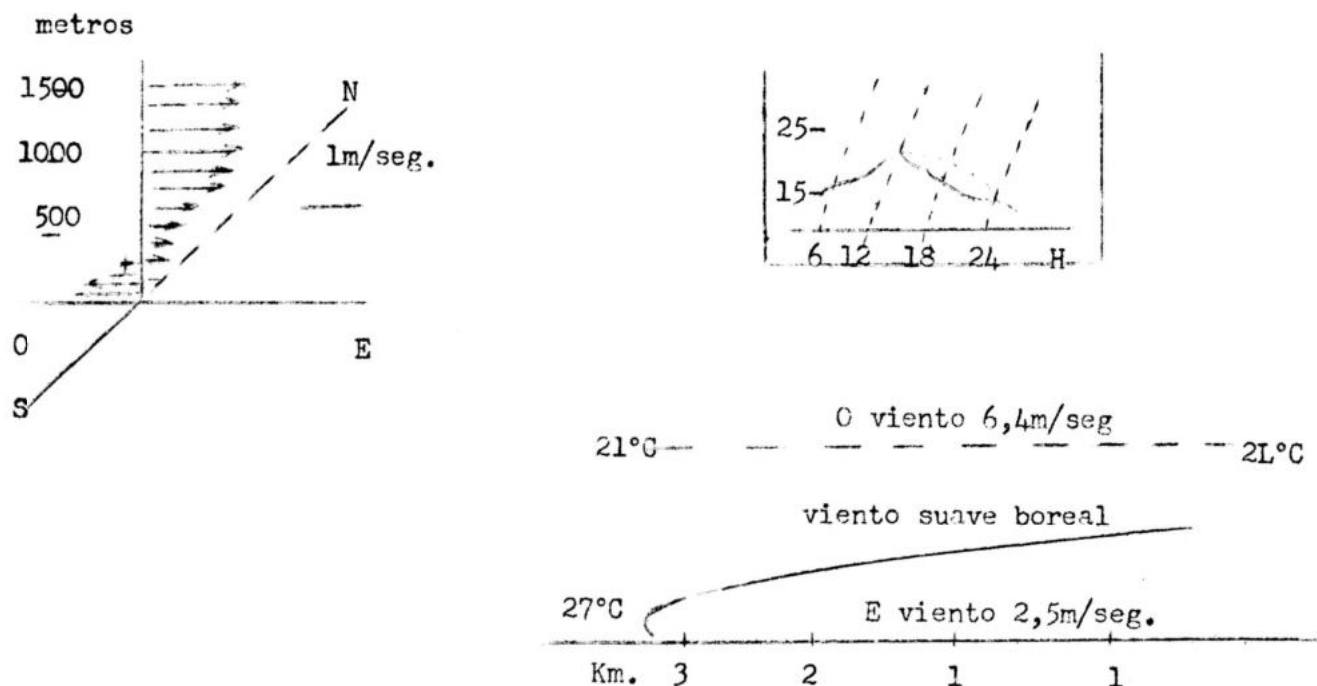
donde se muestran la temperatura y la humedad relativa en una estación de una costa tropical durante un día normal.

En algunos climas el comienzo de la brisa del mar marca el comienzo del día de trabajo, debido a que antes de ésta permanece tan caliente que no es posible la actividad humana.

La brisa del mar puede durar de 5 a 12 horas, la de la tierra es usualmente pronunciada durante pocas horas y está mas sujeta a fluctuaciones en su dirección. La brisa del mar sopla generalmente normal a la línea de la costa.

Un ejemplo muy preciso de una bien desarrollada brisa de lago existe en las riberas del lago Michigan en Chicago, Illinois.

La brisa es particularmente pronunciada en el último mes de la primavera donde la temperatura de la tierra al agua alcanza un máximo, la figura nos muestra algunos elementos de medición de la brisa del lago en un día típico en la mitad del lado sur de Chicago.



Caso típico de la brisa del lago Michigan en Chicago, Illinois.

- a) Sección típica de este a oeste 1400 horas
- b) Registro del termógrafo 1,5 km. tierra adentro línea sólida día de brisa del lago, línea punteada trazo para día claro sin brisa del lago.
- c) Perfil vector vertical del viento 1,5 km. tierra adentro 1400 horas. los vectores se muestran en perspectiva, los vectores representados con líneas interrumpidas indican movimiento en el plano del diagrama la escala de velocidad mostrada es para el viento este-oeste.

El viento del lago como muestra el diagrama vectorial es más fuerte cerca de la superficie, obtenido este dato de globos pilotos ascendentes con lecturas cada 50 metros. La brisa del lago es muy suave, las masas de aire sobre el lago no son mayores de 500 metros de espesor; el viento penetra usualmente no más que dos (2) millas tierra adentro, afectando la temperatura en $8 \text{ } ^\circ \text{ F}$, menos que las áreas no alcanzadas.

En otoño el curso se invierte pero el retiro del monzón no es tan marcado como el avance. En India en una de las clásicas regiones monzónicas se han establecido los siguientes datos significativos:

AVANCE Y RETIRO DEL MONZON INDIO

<u>AREA:</u>	<u>LATITUD:</u>	<u>PROMEDIO DIA DE COMIENZO</u>	<u>PROMEDIO DIA DE FINALIZAR</u>
BOMBAY	19	5 junio	15 octubre
BENGALA	23	15 junio	22 octubre
PROVINCIA UNIDAS	27	25 junio	30 septiembre
PUNJAB	30	1 julio	17 septiembre

Otros bien pronunciados monsoones son observables en Australia y Africa del Norte. Las Américas y Europa muestran tendencias monzónicas aunque no bien desarrollado con un cambio de 180° entre estaciones. Como un ejemplo de un monzón bien desarrollado, se muestra en la tabla siguiente las relativas frecuencias de las direcciones del viento cerca de Shanghai (China).

FRECUENCIAS RELATIVAS DE LAS DIRECCIONES DEL VIENTO CERCA DE SHANGHAI

<u>DIRECCION DEL VIENTO:</u>	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
% ENERO	24	15	10	8	5	4	10	24
% JULIO	4	7	17	33	24	8	4	3

se ve inmediatamente que durante los meses de invierno el viento del N y NO (continental) son los más frecuentes comprendiendo 48% de todos los vientos observados. Durante los meses de verano esto es completamente inverso y 57% de todos los vientos soplan desde el SE y S (viento del océano).

Hann hizo uso de un índice monzónico para indicar la extensión a la cual un clima es influenciado por esos vientos. El usó las máximas diferencias en las frecuencias entre la mitad del invierno y la mitad del verano y sumaba los dos números, en el ejemplo de la tabla anterior las máximas frecuencias están en el SE y NO uno siendo 25% y el otro 21%, el índice será la suma de los dos valores o sea 46%; como un ejemplo adicional de un muy bien desarrollado monzón en la costa Norte de Australia se muestra en la siguiente tabla en comparación con la tendencia monzónica de la costa este de Norte América.

FRECUENCIA RELATIVA DE LA DIRECCION DEL VIENTO EN EL NORTE DE AUSTRALIA Y EN EL ORIENTE DE ESTADOS UNIDOS

<u>DIRECCION DEL VIENTO:</u>	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
Norte de Australia % invierno	4	4	14	62	11	2	1	2
Norte de Australia % verano	17	9	10	9	3	5	8	39
Oriente EE. UU. % invierno	11	15	6	6	7	18	14	23
Oriente EE. UU. % verano	8	12	6	11	13	28	9	13

Como se nota en la tabla el viento SE de Australia que es un monzón tiene la mejor frecuencia en 62% de todos los registros del viento. También se nota el bien desarrollado monzón NO con 39% lo que da un alto índice monzónico de 90%, en contraste con la costa de Norte América cuyo índice es 20% mostrando solamente una tendencia donde prevalecen los regímenes de monzones, los veranos son comparativamente fríos y el clima es húmedo con abundante precipitación, mientras en invierno existe un flujo de aire seco.

Los monzones de invierno en el este de Asia están caracterizados por bajas temperaturas también y baja transparencia (frecuentes tormentas de polvo). El viento monzón alcanza a considerables alturas hasta cinco millas pero generalmente de 1 a

Vientos alisios.-

Los sistemas de viento tratados hasta ahora han tenido por causa fundamental las diferencias de temperaturas, por consiguiente parecería lógico que debiera existir un intercambio general del aire entre aquellas regiones, las cuales están permanentemente frías y las que están permanentemente calientes. La gran circulación del aire sobre la tierra sin embargo no es una cosa tan simple la fricción de la superficie terrestre y fuerzas introducidas por la misma rotación de la tierra, producen más bien un sistema complicado del patrón de circulación de los sistemas de viento y relativo a esto existe una circulación de los polos hacia el Ecuador que se llama o constituyen los famosos vientos alisios.

Esos vientos soplan fijamente sin mucho cambio en dirección entre las latitudes de 30° al norte y al sur del Ecuador con componentes orientales introducidos por la rotación de la tierra.

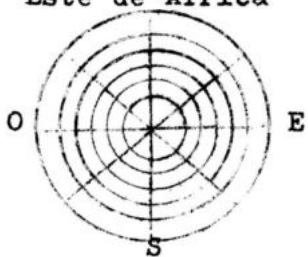
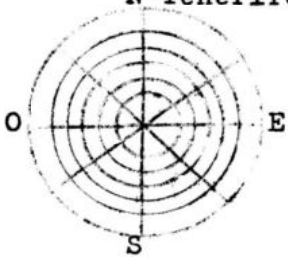
En el hemisferio norte se observa por consiguiente un viento alisio NE, en el hemisferio sur un viento alisio SE. Estos vientos están separados por una faja de calma llamada "zona de calmas", los límites de los vientos alisios no están fijos rigidamente ellos cambian con la estación y son diferentes en los varios océanos.

El alisio NE usualmente comienza entre 35° N y 25° N y llegan usualmente hasta 10° N y algunas veces hasta 3° N. El alisio SE comienza más uniformemente entre 30° S y 25° S, y llegan al Ecuador y puede observarse a latitudes de 7° N. La razón para esta separación de simetría con respecto al Ecuador es que la zona con las mayores temperaturas (Ecuador Termal) está al norte del Ecuador geográfico. El ancho de la faja de calma varía entre 142° y 11°; es angosta durante el invierno (noviembre a mayo) y ancha durante el verano (junio a octubre).

Los alisios son más típicamente desarrollados en los océanos, ellos no se pierden totalmente sobre los continentes, sino que muchas influencias continentales interrumpen su estabilidad. Estos vientos están mejor desarrollados en Sur América y Africa, la exclusividad de esos vientos se demuestra por observaciones tomadas en las fajas alicias y para la ilustración de la relativa frecuencia de las direcciones de varios vientos en una estación en el NE de las fajas alicias (Tenerife, valores de verano) y otra en el SE de la faja de los alisios (Dar-es Salam, este de Africa, verano). Se muestra la estación de Tenerife, muestra el viento NE 58% de las observaciones, mientras que en Africa Oriental prevalece la dirección SE.

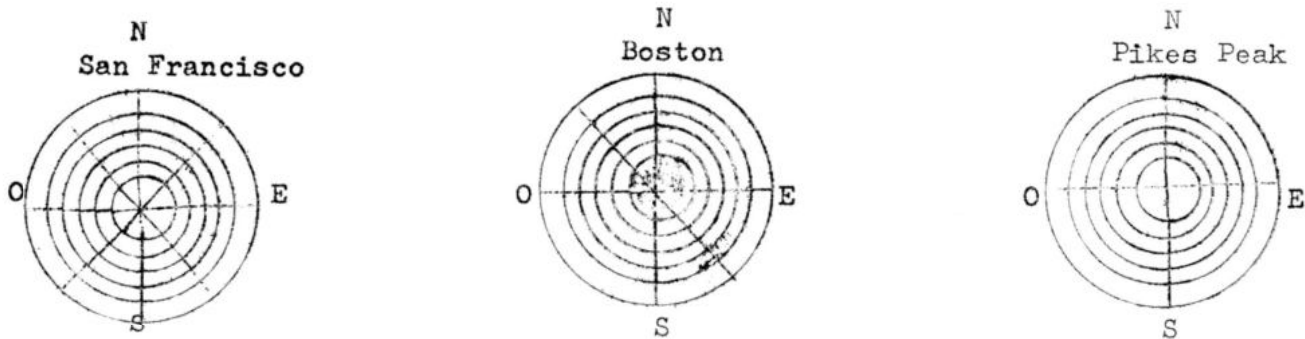
N Tenerife

Este de Africa



Vientos del Este y del Oeste.-

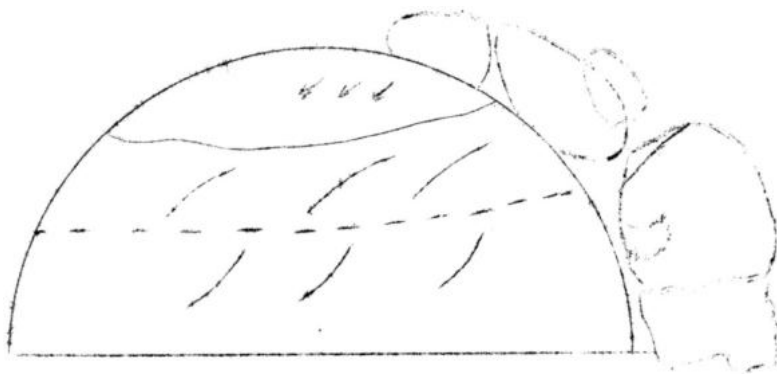
Al norte y sur de la zona de calma hay otras fajas con direcciones de viento preferente bien determinadas. Entre la latitud 30° y 60° el viento del oeste es más prominente y más allá hacia los polos el viento del este se hace preponderante. El viento del oeste de las zonas moderadas no son tan regulares como los alisios, ellos no excluyen la mayor parte de las otras direcciones como lo hacen generalmente los alisios, sin embargo son a pesar de eso bien definidos como los vientos más frecuentes, aunque varían en diferentes estaciones entre el NO y el SO. Tres ejemplos típicos de estaciones en la zona de los vientos occidentales se presentan en la siguiente figura.



El primer diagrama da para San Francisco en la costa del Pacifico una dirección oeste en 72%, se podría pensar que hay influencia del viento o de la brisa del mar pero en Boston en la costa este de los Estados Unidos da el 59% la dirección más frecuente del oeste, representada en el 2° diagrama.

El efecto de la brisa del mar en Boston está indicada por la suave dirección de 10%. Los vientos occidentales prevalecen aún a grandes distancias de la costa al menos en altas elevaciones, esto se demuestra claramente en el 3° diagrama de las observaciones tomadas sobre el pico Pike's en Colorado.

El patrón general de circulación sobre el hemisferio norte se muestra en la siguiente figura.



Este patrón es de acuerdo con Rosby. En el hemisferio sur es al contrario, es decir, como si se mirara en un espejo correspondiendo la imagen a la circulación del hemisferio sur. Esta representación muestra las grandes tormentas especialmente sobre los océanos muy bien. Sobre los continentes hay muchas desviaciones debido a las montañas y otras influencias topográficas, aún para las condiciones medias. Debería también tenerse en cuenta que el Ecuador no representa una barrera para las corrientes de aire sino que particularmente aleja considerablemente los cambios de aire desde el norte hasta el sur particularmente el viento estacional.

Velocidad del viento.-

Aunque la dirección del viento es la más significativa marca de identificación también desde el punto de vista climatológico es importante la velocidad del mismo. Existe como y se ha enunciado primeramente los efectos directos de la velocidad del viento en árboles y edificios. Vientos fuertes a menudo causan destrozos. Luego debemos considerar los efectos indirectos del viento; estos no dejan de tener su importancia, refiriéndonos en primer lugar la acción del viento sobre la evaporación, la acción del viento en la erosión (tormentas de polvo) lo cual depende de su velocidad. El viento que arrastra suelo también lo deposita al decrecer su velocidad y es incapaz de llevar el material en suspensión. La influencia de la fuerza del viento en la historia geológica del mundo puede ser medida si nos detenemos a examinar los depósitos en Loess, en algunas partes del mundo alcanza en China hasta 2.000 pies de espesor transportado todo por el viento.

La velocidad del viento incrementa con la elevación sobre la superficie la fricción cerca de la tierra y los innumerables obstáculos producen turbulencia, siendo estos factores los que afectan dicha velocidad. Observaciones de estos efectos se han efectuado desde valles y montañas cercanas a éstos, algunas estaciones con mediciones en torres altas de observaciones del movimiento de las nubes y de las trayectorias de globos pilotos. La velocidad del viento puede incrementar el 100% en los primeros 50 pies encima de la tierra. Por ejemplo en la torre Eifel el viento era cuatro veces mayor que el de la estación de París; la primera a 305 metros la segunda a 21 metros por encima de la superficie.

Una teoría completa se ha desarrollado para el cambio vertical de velocidad con la altura en las capas más bajas de la atmósfera, ésta es basada en el comportamiento aerodinámico de una superficie rugosa, en las horas del día con una temperatura decreciente con la altura, la velocidad del viento V está bien representada por la ley logarítmica.

$$V = C \log \left(\frac{Z}{Z_0} + 1 \right)$$

en la cual

- C es una constante
- Z altura por encima de la superficie
- Z_0 un parámetro de rugosidad

El valor de Z_0 es un parámetro característico del terreno mientras más lisa la superficie su valor es más pequeño. Sobre hielo liso tiene el valor más bajo en la naturaleza es de 0,25 cms., sobre hierba éste es alrededor de 3 cms. depende de la altura de los obstáculos.

Esta fórmula tiene mucho uso práctico pues permite la reducción de los valores de los anemómetros a una altura standard. La influencia del terreno puede ser mejor vista desde comparaciones en estaciones en las costas con la relativa lisura de las superficies oceánicas en comparación a la superficie terrestre.

Myers da datos para dos estaciones de Nueva Inglaterra (costa). En la tabla siguiente se muestran las relaciones de la velocidad del viento para movimiento de 6 horas para la isla de Nantucket y la Nantucket barco. Los datos son ajustados para una altura igual de los anemómetros; también se muestra en la tabla la trayectoria en tierra del viento para la estación de la isla y la localización de obstáculos a barlovento.

RELACIONES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO POR DIRECCIONES PARA NANTUCKET(TIERRA CONTRA BARCO)

<u>DIRECCION:</u>	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
<u>RELACION:</u>	0,7	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9	0,6	0,6
<u>MILLAS DE TRAYECTORIA EN TIERRA:</u>	1	1/4	5	4	3	3,5	6	1
					colina	colina	colina	

Aunque el patrón es confuso (probablemente por remolinos) los distintos más bajos valores en las islas son notables e indican el efecto de fricción.

En la atmósfera los vientos incrementan gradualmente con la altura alcanzando sus mayores valores en las capas justo debajo de la tropopausa.

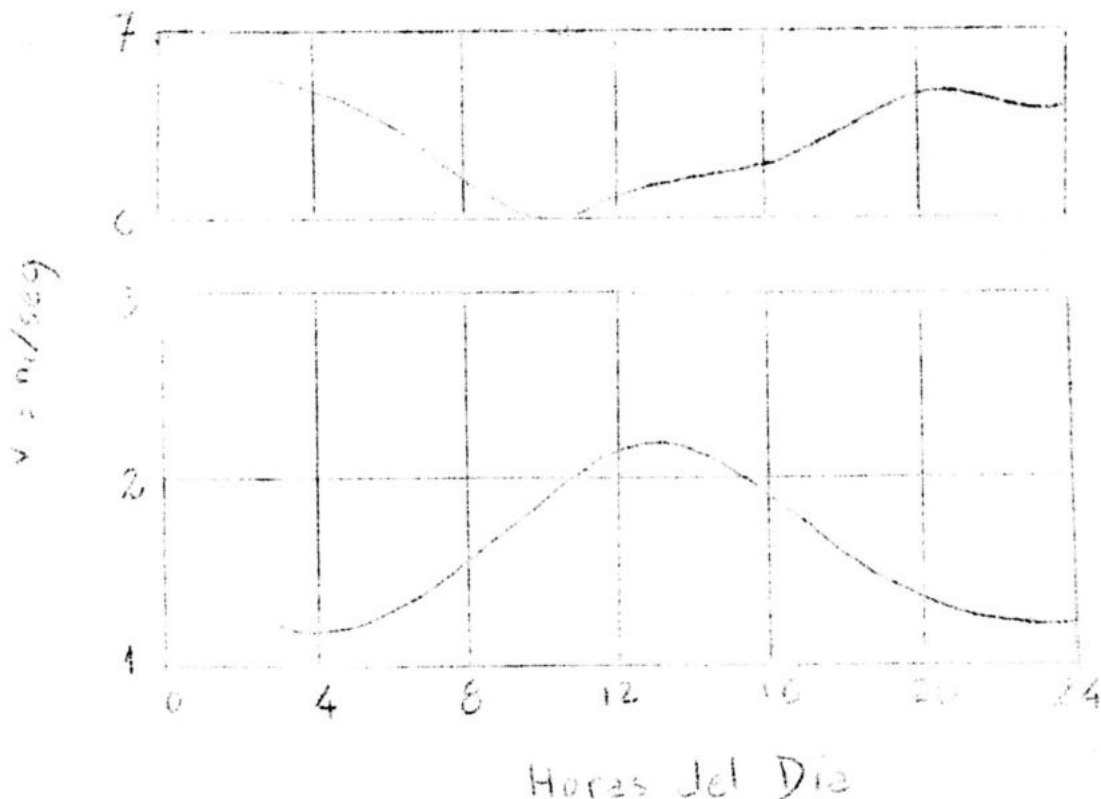
En la zona del centro de los vientos occidentales está situado el Jet Stream. El Jet Stream es una banda parecida al meandro de un río, el cual es producido por fuerzas dinámicas. Este tiene notables influencias climáticas y es de la mayor importancia en la aviación.

Se puede establecer que el Jet Stream muestra una migración anual. En el hemisferio norte su posición más septentrional está en la mitad del verano y su posición más al sur está en la mitad del invierno. Riehl mostró que el mes de máxima precipitación a lo largo de la costa oeste de Norte América coincidía con las posiciones simultáneas del Jet Stream. Anchorage (Alaska) 61°N agosto; Vancouver, B.C. 47°N noviembre; Ore 45°N diciembre; San Francisco California 37°N enero; San Diego, California 32°N febrero.

La variación diaria de la velocidad del viento es usualmente representada por una simple onda. La máxima velocidad cerca de la superficie de la tierra ocurre en las horas tempranas de la tarde entre las 13 y 15 horas. La hora de máxima es bastante uniforme sobre toda la tierra, sin embargo la hora de mínima velocidad es mucho más variable pero usualmente sucede en las horas tempranas de la mañana.

La amplitud de la variación diaria está entre 1,5 y 3,0 m/seg. en la mayoría de las estaciones. La marcha diaria de la velocidad del viento muestra un patrón diferente aún a más baja velocidad sobre la tierra.

Pruebas han demostrado que ocurren cambios alrededor de 200 pies encima de la superficie. A este nivel una velocidad mínima del viento se observa alrededor del mediodía soplando el viento con máxima fuerza en la noche entre las 20 y la media noche. Los dos tipos de variación diaria se representan en la figura siguiente. Algunos años de observaciones en una estación de montaña y otra de valle a 4 kms. de distancia se tomaron como base para estas figuras.



La diferencia en altura es de alrededor de 400 metros (Taunus-Koenigstein), oeste alemán 1929-1932. La ilustración muestra no solamente la más complementaria posición de los extremos en los dos casos sino que también la gran velocidad que a compañía a una pequeña amplitud en la estación montañosa. La explicación correcta de la variación diaria de la velocidad del viento es más bien complicada, pues algunos factores se superponen. Fundamentalmente el fenómeno está conectado con los cambios del aire desde los niveles más bajos a los más altos debido a la convección establecida por el calentamiento de las capas cerca de la superficie. En la noche el aire que permanece en contacto con la tierra es frío y debido a su baja densidad éste tenderá a ocupar las más bajas posiciones posibles. Este por consiguiente se resistirá a ser llevado hacia las altas montañas por la corriente de aire.

Durante el día la convección vertical no permite que se forme una capa límite cerca de la superficie de la tierra y una distribución de velocidad vertical uniforme es el resultado.

130
149000 90
1600
3500 - 22 - 0 1440

Una prueba adicional de que el calor convectivo es el principal que produce la variación diaria de la velocidad del viento lo tenemos en si comparamos con los océanos en los cuales la variación se reduce a un mínimo.

La variación anual de la velocidad del viento no es tan uniforme como la diaria pues aquélla es variable de región a región y lo mejor que puede decirse es que la tendencia existe para altas velocidades en la primavera pues en verano es más calmado.

Las variaciones regulares de la velocidad del viento se observan usualmente en días brillantes sin disturbios. Las variaciones no periódicas de la velocidad del viento son mucho más espectaculares y prominentes. Usualmente altas velocidades incrementan su frecuencia con la elevación y con la aproximación a las costas de los océanos.

A menudo esos fuertes vientos reciben el nombre especial de huracanes o Tifones. Es corriente observar velocidades de viento de 60 millas/hora manteniéndose en algunos casos por un día. Para cortos intervalos altas velocidades se han registrado 40 m/seg. correspondiente a 90 millas/hora por algunos minutos y aún 60 m/seg. (135 millas/hora) se encuentran en registros oficiales. Algunos climatólogos han expresado dudas de la realidad de las lecturas tan altas de los Anemómetros.

Algunos de los casos excesivos se encuentran en la siguiente tabla.

<u>FECHA:</u>	<u>LOCALIDAD:</u>	<u>MAXIMA V.:</u>	<u>AUTORIDAD:</u>
Sep. 13-1.928	San Juan P.R.	160 m/hora	O.L. Fassig
Agosto 1-1931	Hong Kong, China	136 m/hora	E. Gherzi
Abril 9-1933	Jan Mayen	188 m/hora	Möller
Abril 11-12 1934	Mt. Washington N.H.	231 m/hora	Paglinca

El último caso mencionado en la tabla muestra la más alta velocidad del viento bajo un control rígido.

En la atmósfera libre las velocidades más altas se observan en la subestratosfera, el Jet Stream es de alrededor de 350 millas/hora.

Tipos especiales de vientos.-

Es cierto que algunas de las velocidades extraordinarias mencionadas antes son excedidas ocasionalmente. En tales casos ningún Anemómetro y por consiguiente muy pocas estructuras humanas pueden resistir su fuerza destructiva; tales dimensiones del movimiento del aire se alcanzan en los tornados.

Tornado.-

Los tornados son vientos de extraordinaria violencia el centro destructivo de los cuales es muy angosto, no excediendo de 1/4 de milla. Se han observado velocidades del viento en tornados de 300 metros/seg. (675 millas/hora) deducida de los daños causados por éstos. Un radar colocado en Wichita Falls, Texas en abril 2 de 1958, midió velocidades de 280 millas dentro del tornado.

De lo anterior se deduce que un tornado destruye todo lo que encuentra a su paso.

tornados han sido reportados de todas partes de la tierra menos de las regiones polares; los más intensos se han reportado en los Estados Unidos.

Aunque algunos datos estadísticos se remontan a 1870 son valores como serie de tiempo no es muy alto; sin embargo el Weather Bureau ha coleccionado datos de tornados desde 1.916.

A continuación se da una tabla de varios tornados en los Estados Unidos y los daños materiales causados.

<u>FECHA:</u>	<u>LOCALIDAD:</u>	<u>N° PERSONAS MUERTAS O DESAPARECIDAS</u>	<u>DAÑOS EN DOLLARES</u>
Julio 26-1875	Erie Penna	134	500.000
Febrero 19-1884	Ala. Ga.	420	3.000.000
Mayo 27-1896	St. Louis	306	12.900.000
Marzo 18-1925	Mc. Illinois Indna.	689	16.500.000
Marzo 21-1932	Alaska	268	5.000.000
Abril 5-1936	Tupelo	216	3.500.000
Abril 6-1936	Gainerville Ga.	203	13.000.000
Abril 9-1947	Texas Okla.	169	9.800.000
Marzo 21-22-1952	Arkansas	208	14.000.000
Mayo 11-1953	Waco Texasta.	114	41.200.000
Junio 9-1953	Massachusets	90	52.200.000

En los tornados es característica la precipitación y relámpagos.

Otros vientos locales.-

Vientos regionales y locales pueden ocurrir con caracterísitcas especiales del tiempo. Algunos de ellos tales como el Scirocco de las zonas del Mediterráneo, ellos son causados por una subsidencia del aire en la atmósfera libre cuyo efecto puede acentuarse por la presencia de montañas.

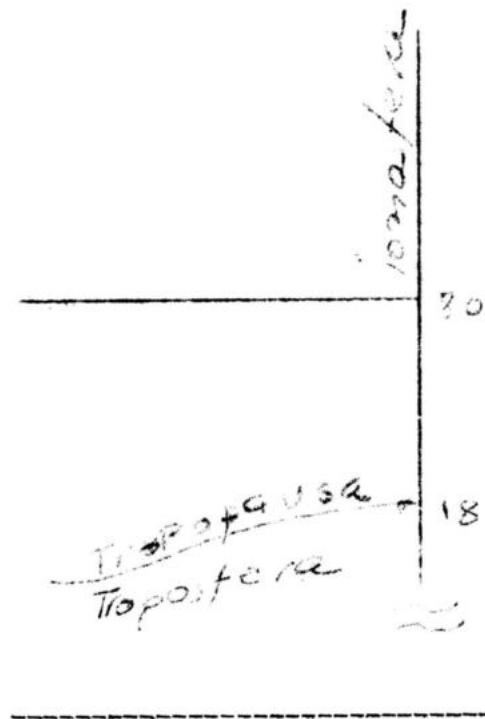
También famosos son algunos vientos fríos los cuales muchas veces descienden de las mecetas y vienen asociados con algunos tipos del tiempo. Nombres como "Bora" y Blizzard se usan para designar unas indeseables corrientes de aire frío, los cuales se hacen particularmente fríos donde una cadena de tierra o colinas bordea una provincia marítima caliente. La frecuencia de estos vientos determina su significación climática.

Ellos pueden soplar en más del 20% del día en alguna localidad. Estos vientos tienen gran interés en el planeamiento de las rutas aéreas, pues pueden ser peligrosos para los aviones.

Calmas.-

Las calmas son también de significación climatológica, en el pasado éstas eran de importancia capital para los marinos que dependían del viento para navegar. Hoy las calmas tienen más interés tierra adentro, su frecuencia puede decirnos donde una estación de potencia generada por viento puede mantenerse. Es importante la energía eólica en molinos de viento y bombas dándonos la frecuencia de las calmas los lugares no propicios para este tipo de instalación.

En el campo de la higiene industrial es de particular importancia como ya se dijo las fábricas con los humos de sus residuos dejan el aire cargado de impurezas que pueden ser nocivas a la salud, siendo el viento el agente encargado de efectuar su limpieza; si las calmas tienen una prolongada duración la concentración de impurezas se hace dañina a la salud. Por consiguiente cada desarrollo • investigación climática de una localidad debería incluir la frecuencia de las calmas para un tiempo largo.



RC/eca
junio, 1963

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Facultad de Ingeniería
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

ASIGNATURA: Climatología

PROF.: Rafael Convit

TESIS VI

ELEMENTOS CLIMATICOS EN GENERAL.- LA ATMOSFERA Y SU COMPOSICION

La atmósfera.-

Es la consideración de los elementos climatológicos y sus características principales, será mejor tratados como una lógica consecuencia de la presencia de la atmósfera terrestre y la influencia que ejerce la principal fuente de energía que es el Sol.

Debe tenerse presente que la separación de datos en elementos simples e complejos es dictado por la necesidad de medir los elementos separadamente.

El clima es un compuesto de todos los elementos meteorológicos y todos ellos están inter-relacionados más o menos ajustadamente.

Composición de la atmósfera.-

La atmósfera está constituida por una mezcla de gases con carácter permanente. Esta contiene agua en forma invisible en la forma de vapor, el cual de acuerdo a los eventos meteorológicos se condensa, forma nubes y se precipita.

Adicionalmente, la atmósfera contiene una cantidad de gases e suspensiones accesorios los cuales varían grandemente en espacio y tiempo.

Gases atmosféricos.-

El principal o los principales gases constituyentes de la atmósfera son el Nitrógeno y el Oxígeno, los cuales representan el 99% del total de la atmósfera, siendo el 1% restante constituido por gases llamados raros, Anhídrido carbónico e Hidrógeno, a continuación se da una tabla de componentes de la atmósfera y su proporción en ella cerca de la superficie.

CONSTITUYENTE	FRACCION
Nitrógeno	78,09 %
Oxígeno	20,93 %
Argón	0,93 %
Anhidrido Carbónico	0,93 %
Neón	0,0018 %
Helium	0,00052
Krypton	0,0001
Hidrógeno	0,00005
Xenon	0,000008
Ozono	0,000001
Radón	6 x 10 ⁻¹⁸

Algunas determinaciones dan para el Krypton en 0,00000114 y al Xenón 0,00000086.

El Oxígeno.-

Es el componente más importante de la atmósfera pues es el elemento vital al ser humano para convertir la sangre venenosa en arterial lo cual es indispensable para la vida.

Se ha encontrado en el aire libre un rango entre 20,86 y 21,00% del volúmen.

Cuartos con gran número de ocupantes, bibliotecas e iglesias, el Oxígeno puede ocasionalmente bajar hasta 19,75%. Ciertos observadores han encontrado una variación anual suave de aproximadamente 0,01%.

Aún en las altitudes mayores que han alcanzado el hombre el contenido de Oxígeno es virtualmente el mismo.

Shepherd reportó 20,895% de Oxígeno de muestras tomadas en la atmósfera, en vuelo del Explorer II en 1.935 en la atmósfera.

El componente más variable es Anhidrido Carbónico el cual al aire libre suele variar entre 0,023% y 0,050%.

Se puede adoptar un promedio de 0,029 en aire limpio, en campo muestras en ciudades 0,038% es frecuentemente observado.

Muestras de aire tomadas durante el vuelo estratosférico anterior mostró el mismo valor para el Anhidrido Carbónico como en el campo. El contenido del Anhidrido Carbónico debería ser menos en las más grandes altitudes debido a su alta gravedad específica, sin embargo esto ha sido refutado a lo menos en los 20 Km. de atmósfera.

En interiores el Anhidrido Carbónico puede alcanzar fácilmente 0,1% y en casos excepcionales como escapes de hornos puede llegar hasta el 3%.

El Anhidrido Carbónico es importante no solamente desde el punto de vista de la salud y para la acción clorofílica de las plantas, sino que constituye uno de los elementos valiosos en la absorción de la radiación.

De acuerdo a Plass hay alrededor de $2,3 \times 10^{12}$ toneladas de Anhidrido Carbónico en la atmósfera.

Las plantas usan 60×10^9 toneladas en el proceso de fotosíntesis. Cerca de la misma cantidad se asumen que retornan por respiración y pudrición de material orgánico. El Bióxido de Carbono también actúa como agente de absorción de las radiaciones infra-rojas lentamente en la banda de 15 micrones siendo por consiguiente un elemento muy importante en el balance de radiación.

La combustión de aceites residuales añaden alrededor de 6×10^9 toneladas anualmente.

En ciudades una gran cantidad de otros gases se encuentran principalmente como resultado de la polución, entre ellos tenemos el monóxido de carbono, gas sumamente peligrosos por ser mortal e inodoro, este gas proviene de la combustión incompleta de los motores de gasolina, cantidades pequeñas de amonio se encuentran también en aproximadamente 26×10^{-7} volumen %, también el Ozono (O_3) se encuentra en cantidad variable cerca de la superficie entre 2 y 20×10^{-7} volumen %.

Se forma en la atmósfera por reacciones fotoquímicas. Las cantidades mayores se encuentran después de las tormentas.

La importancia del Ozono sobre la salud humana en el contenido atmosférico cerca de la superficie de la tierra ha sido probablemente exagerado.

Este actúa sobre algunas combustiones y transforma los residuos en componentes irritantes.

Desde el punto de vista climático la mayor importancia o influencia del Ozono es en la absorción de los rayos ultravioletas de onda corta en la atmósfera superior, si tales rayos penetran hasta la superficie, las personas expuestas resultarían con terribles quemaduras ocasionadas por el Sol.

Este mismo contenido de Ozono en la atmósfera superior es de fundamental importancia en el balance de radiación de la tierra puesto que él absorbe particularmente en las longitudes de onda corta entre 2.200 y 3.200 Angstrom.

Esta unidad es la usada en las mediciones de ondas electromagnéticas y es igual a:

$$1 \text{ Angstrom} = 10^{-8} \text{ cm.}$$

La mayor parte del Ozono está concentrado en zonas entre 20 y 30 kilómetros donde ésta alcanza concentraciones de 10×10^{-6} volumen %.

Una variación anual marcada del contenido de Ozono en la atmósfera superior fue encontrado con un máximo en primavera y un mínimo en otoño; esta variación parece ser más pronunciada en las latitudes medias de la tierra entre 40° y 60° , que cerca del Ecuador. La cantidad absoluta es también de 30% menos cerca del Ecuador que en las altas latitudes.

La influencia exacta de la absorción del Ozono en relación con las condiciones climáticas no ha sido todavía bien estudiada debido a la poca información de los datos disponibles sin embargo puede establecerse que él es uno de los reguladores más importantes en las condiciones de calor atmosférico o de calentamiento de la atmósfera.

El radium o emanaciones radioactivas (RADON) serán mencionados como último de los gases atmosféricos. Estas no son más que la desintegración de productos del radium, el cual se encuentra presente en cantidades muy pequeñas en el suelo. Las emanaciones se difunden dentro del aire y sobre la tierra con un promedio de 6×10^{-18} de volumen %; está presente en el aire inmediatamente por encima del suelo. Sobre los océanos la cantidad es de alrededor de 100 veces menos. En ciertos sitios como algunos manantiales o fallas geológicas, la concentración de las emanaciones pueden ser 100 veces más grande que la cantidad mencionada arriba. El decrecimiento de la concentración con la altitud es rápida. La significación climatológica de la emanación

es que el radium tiene gran influencia sobre la salud aún en muy pequeñas cantidades. En los últimos años las sustancias radioactivas debido a las explosiones nucleares han aumentado, sin embargo su influencia climática general parece ser despreciable, aunque su influencia bioclimática puede ser acentuada, no se ha probado aun la certeza de esto.

Agua en la atmósfera.-

La cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera es muy variable, pues el aire puede estar seco así como contener cuatro (4) veces su volumen como porcentaje de vapor de agua.

El factor que mide el máximo contenido de vapor de agua en el aire es la temperatura de este aire. A continuación damos una tabla que muestra el contenido de vapor de agua esperado como presión de vapor en el aire, de acuerdo a diferentes temperaturas del vapor de agua:

<u>E</u> <u>X</u>	<u>M BAR.</u>	<u>M.M.</u>
0	6,11	4,58
10	12,27	9,21
21,1	25,03	18,77
32,2	48,15	36,11
43,3	87,94	65,96
1 MB =	Presión de 1000 Dinasc/cm ²	
1 Gr. =	980,62 Dinasc	
1 Dina =	<u> 1</u>	
	980,62	

Sobre superficies oceánicas se puede evaporar más agua introduciéndose así en el aire. Sin embargo, con excepción de las áreas de desiertos, la distribución del vapor de agua es más bien paralela a la distribución de la temperatura.

El contenido de vapor del aire por consiguiente decrece desde el Ecuador hacia los polos.

Si recordamos que el grado de saturación se expresa por la humedad relativa, las variaciones más grandes pueden encontrarse, en el aire; en los océanos se encuentran porcentajes hasta de 80% , este porcentaje decrece en áreas calientes a distancia del océano. En las tierras frías de las altas latitudes de variación de la humedad relativa es poca, como una regla general se puede aceptar que el incremento en temperaturas significa una elevación en la humedad absoluta y caída en humedad relativa, siendo el fenómeno opuesto al decrecer la temperatura.

(Humedad absoluta: gramos de vapor/M³)

(Tensión: parte de la presión que corresponde al vapor)

Como caso sorprendente entonces tenemos que la presión del vapor en los desiertos es mucho más alta que en las húmedas regiones árticas.

Por ejemplo en el desierto de Sahara la presión del vapor es de 10 mm. (0,4 pulgadas), siendo similar también para el área del desierto de California. Contrariamente a esto, los mares situados en latitudes norte entre 60° y 70° tienen presión de vapor de solamente 3 a 4 mm. (0,12 a 0,16 pulgadas); la cantidad total de agua por unidad de volumen del aire del desierto es por consiguiente de 2 a 3 veces más grande que la del aire marítimo ártico.

La humedad relativa en el desierto, sin embargo es usualmente entre 20 a 30% mientras que en el Océano Ártico es de 75 a 90%. Se puede según esto, llegar a la siguiente conclusión de que la carencia de humedad y principalmente de precipitación en los desiertos no es debido a la deficiencia de agua en el aire sino más bien a la distancia del vapor de agua a su punto de condensación.

La siguiente tabla muestra la variación general del contenido de vapor de agua en la atmósfera en los hemisferios en verano e invierno.

PROMEDIO DEL CONTENIDO DE AGUA PRECIPITABLE DE LA ATMOSFERA EN PULGADAS

<u>MES</u>	<u>HEMISFERIO NORTE</u>	<u>HEMISFERIO SUR</u>	<u>TODA LA TIERRA</u>
Enero	0,8	1,0	0,9
Julio	1,4	0,8	1,1

En el Hemisferio Norte por tener mayor superficie en tierra la oscilación de la temperatura es mayor y por consiguiente el contenido de vapor de agua, ya que este es función de la temperatura.

Otras suspensiones.-

El aire contiene en suspensión materias en tiempo, espacio y origen; estas materias se llaman generalmente polvo pero la palabra "polvo" nos indica que las materias son visibles, sin embargo además de éstas existen materias invisibles aún con los mejores microscopios, entre las cuales están los llamados núcleos de consideración que están formados por compuestos químicos o mejor sales ávidas de agua y los cuales ejercen el papel más influyente junto con la temperatura en condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera.

Las fuentes de cuerpos visibles e invisibles en la atmósfera tienen origen diferente, la mayoría de ellos provienen de la misma tierra. Otros provienen de polvos cósmicos o sea de la desintegración de materias meteóricas en el aire. En la fuente terrestre la mayor cantidad es de origen natural, pero hay parte que es producida por la misma actividad humana. Entre las fuentes naturales se pueden distinguir: erupciones volcánicas, partículas que provienen del agua del mar, sobre todo cloruro de sodio, polen de la plantas, bacterias, humo y partículas de incendios de bosques.

En la suspensión decrece rápidamente con la altura como se muestra en la tabla siguiente:

VARIACION EN EL NUMERO DE PARTICULAS SUSPENDIDAS, CON LA ELEVACION

<u>ALTURAS S./N./M. EN METROS</u>	<u>PROMEDIO DE PART. POR C.C.</u>
0 - 500	25.000
500 - 1.000	12.000
1.000 - 2.000	2.000
2.000 - 3.000	800
3.000 - 4.000	350
4.000 - 5.000	170
5.000 - 6.000	80

La variación principal en la superficie es la encontrada entre áreas habitadas e inhabitadas. El número de partículas suspendidas cerca de las ciudades muestra que un aumento de la influencia humana es capaz de cambiar los elementos del clima, puesto que la presencia de partículas muy activas entre el aire de la ciudad representa un riesgo para la salud, se ha comprobado que el número de gérmenes varían proporcionalmente al número de partículas en suspensión.

El número medio de partículas encontradas en varias partes de la tierra al medio ambiente se muestra en la siguiente tabla.

VARIACION DE PARTICULAS SUSPENDIDAS-MEDIO AMBIENTE

<u>TIPO DE LOCALIDAD</u>	<u>NUMERO PROMEDIO DE PART. POR C.C.</u>
Ciudades	150.000
Poblaciones rurales	35.000
Áreas sub-urbanas	10.000
Montañas 1.000 M	6.000
Montañas 1.000 - 2.000 M	2.100
Montañas 2.000 M	1.000
Océanos abiertos.	1.000

Existen otros dos elementos que tienen gran influencia en el número de partículas, el viento y la lluvia. El efecto del viento es transportar materiales principalmente desde los desiertos en muchos cientos de kilómetros, en cambio el de la lluvia lava y limpia el aire y lo desprovee de polvo.

En los climas fríos el porcentaje en volumen del vapor de agua en el aire es despreciable, siendo este el caso de las regiones polares y sub-polares sobre todo en invierno. En latitudes medias el contenido de vapor de agua tiene un 1% del volumen entre el verano e invierno desde aproximadamente 1,5% a 0,5%. En las regiones tropicales este contenido alcanza hasta el 3%. El vapor de agua es un agente muy importante por el papel que juega en la absorción de la radiación, especialmente los rayos ultravioletas de onda larga.

El vapor de agua decrece rápidamente con la altitud más a la de los 10 kms., la atmósfera se halla desprovista de vapor de agua.

La siguiente tabla nos muestra el decrecimiento del vapor de agua con altitud:

DISTRIBUCION VERTICAL DE VAPOR DE AGUA EN LATITUDES MODERADAS

<u>ALTURA EN KMS.:</u>	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0
<u>PORCENTAJE EN VOL.:</u>	1,3	1,16	1,01	0,81	0,60	0,61	0,49	0,41	0,37	0,27	0,15	0,09	0,05

La distribución horizontal del vapor de agua a través de la superficie de la tierra, es también dependiente de la temperatura; a más altas temperaturas el aire es capaz de contener más vapor de agua que a bajas temperaturas. La disponibilidad de agua es un factor muy importante en la distribución, grandes tormentas de polvo pueden ocasionalmente pasar por centímetros enteros. Graban reportó que una tormenta de polvo del Sahara en 1.901 depositó $3,6 \times 10^6$ toneladas de material sobre el Mediterráneo y Europa. En esta estimación una capa de más de 4 mm (0,16 pulgadas) por centuria puede resultar de la deposición de polvo.

Formaciones geológicas de 600 metros (1970 pies) de espesor se supone hayan sido depositados por vientos.

En y cerca de ciudades el material suspendido es precipitado a ratas que igualan algunas toneladas por milla cuadrada anualmente.

Las variaciones usualmente diaria de partículas en bajas tierras muestran usualmente un máximo en las horas tempranas y un mínimo en la tarde mientras en montañas se observa lo contrario. Esto se debe a que el polvo es transportado hacia arriba al calentarse las capas de aire inferior y sube por convección alcanzando los más altos niveles de la atmósfera. En ciudades la variación simple diaria es disturbada por un segundo máximo al atardecer mientras en la noche se observa un segundo mínimo.

La variación anual de la cantidad de polvo atmosférico en casa de habitación tiene un máximo en invierno y un mínimo en verano.

RC/eca
mayo, 1963

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA.

Facultad de Ingeniería.

ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL/

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA.

ASIGNATURA: Climatología II

PROF: Rafael

TEMAS VII

BALANCE TERMICO DE LA ATMOSFERA - VARIACION.

a) Variación de la Intensidad de la Radiación Solar.-

BALANCE CALORICO DE LA ATMOSFERA Los problemas fundamentales en climatología es mejor comprenderlos desde el punto de vista de la transformación de la energía que toma lugar en la atmósfera durante períodos de tiempo grande. Todos los cambios que observamos diariamente, estacionales o anuales, de variaciones del clima, pueden basarse en un simple factor físico. El calor, la tierra y su atmósfera reciben y pierden calor. La fuente original de este calor es el sol. La absorción de esta energía y los cambios que está sometida la tierra son la llave para la comprensión del clima. El mantenimiento de un propio balance calórico sobre la tierra es un postulado de pro vida. Para estudiar este balance será mejor ver primero la radiación solar como la fuente del calor.

Es importante notar que el giro de la tierra se efectúa del oeste hacia el este, al girar la tierra arrastra consigo la atmósfera que la rodea produciendo fricción entre esta y la superficie terrestre, lo cual produce una serie de fenómenos muy importantes. Por ejemplo la dirección de las corrientes oceánicas están influenciadas por el movimiento de rotación terrestre.

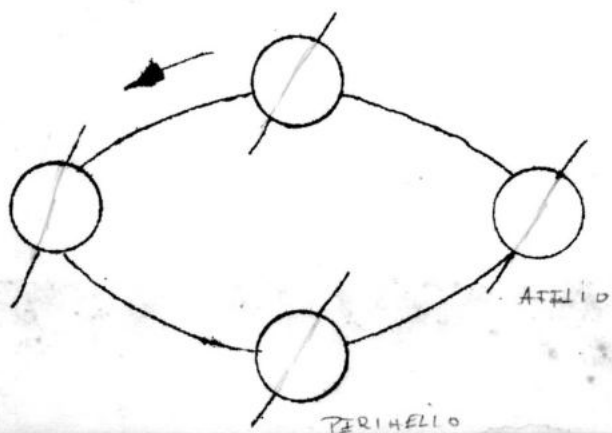
El movimiento de translación lo efectúa la tierra sobre una órbita elíptica poco pronunciada.

El plano de la elipse con el plano del Ecuador forma un ángulo de 66.5° con respecto al eje vertical, o 23.5° con respecto al eje horizontal. Este ángulo es muy importante y es constante. La superficie iluminada de la tierra ó círculo tangencial de luz que nos envía el sol, coincide con los meridianos solamente un día del año, en ese momento los días son iguales a las noches, En los otros momentos habrá un arco luminoso mayor que el oscuro y viceversa; esto determina que el arco luminoso vaya creciendo y el oscuro decreciendo o viceversa.

Existen paralelos con características importantes, por ejemplo los círculos polares; Ártico y Antártico; los rayos solares en estas latitudes resultan tangentes en los solsticios de verano e invierno. En los trópicos, es donde el sol cae perpendicularmente a los círculos.

Un hecho interesante de mencionar es el representado en la figura

Posición de la tierra en su movimiento de translación alrededor del sol.



En el perihelio la tierra se encuentra a 146 millones de kilómetros del sol y en el afelio a 152 millones de kilómetros

Hay una variación de 600.000 kms. entre las dos posiciones. Esto significa que durante el solsticio de verano, la tierra está más cerca del sol en el hemisferio sur que en el norte.

La cantidad de radiación absorbida por la tierra es mayor en un hemisferio sur que en el norte, sin embargo debido a las características marítimas de este hemisferio compensa la cantidad de calor que emite la tierra.

MÉTODOS DE TRANSFERENCIA DEL CALOR.-

La atmósfera siempre está recibiendo o perdiendo calor que se transporta de un lugar a otro del mundo por el viento.

Las desigualdades en la adquisición de calor son las que hacen que el aire esté constantemente en movimiento. Las transformaciones y movimientos del calor se mantienen directamente por medio del viento y el tiempo.

Existen tres maneras de transferirse el calor:

- a) Conducción
- b) Convección
- c) Radiación

La transmisión del calor por conducción, consiste en el traspaso del calor por contacto de un cuerpo más caliente a otro más frío. Por ejemplo, el aire que descansa sobre una superficie cálida adquiere calor por conducción, la que reposa sobre una superficie fría, se enfría por contacto.

La convección es el traspaso de calor por conducto de las corrientes aéreas.

El aire que está por encima de una superficie cálida se calienta en las capas inferiores y por ~~consecuencia~~ ^{consecuencia} es menos denso que el aire frío que le queda inmediatamente por encima, cuando la porción cálida se eleva, el aire más frío emprende un movimiento compensador hacia abajo.

Las corrientes de aire que suben y bajan se llaman corrientes de convección o convectivas, las corrientes ascendentes se dilatan y la temperatura baja en razón de la adiabática seca mientras el aire permanezca sin saturarse.

Las corrientes descendentes siguen también la razón adiabática seca. El proceso mezcla el aire y produce una distribución adiabática de la temperatura. Cuando la temperatura de la atmósfera baja al aumentar la altura en razón de la adiabática seca se dice que tiene gradiente vertical adiabático seco. (1°C cada 100 mts.; 5,5° por 1.000 pies).

La última forma enumerada en la transmisión de calor es por radiación. Se entiende por radiación la energía que emiten los cuerpos que se encuentran por encima del cero absoluto (-273°C)

También se define a la forma como se transmite la energía alcanzando una velocidad de 300.000kms/seg.

Toda sustancia o cuerpo, cualquiera sea su estado físico que supera el cero absoluto, emite radiación al espacio que le circunda, en forma de ondas electromagnéticas.

Estas ondas se miden en forma cualitativa, por ejemplo cuando se mide la longitud de onda, tenemos una cantidad de γ para medir la radiación.

Rayos cósmicos	}	10^{-14}
Rayos gamma		
Rayos X		
Rayos ultravioleta	}	10^{-4}
Rayos luminosos		
Rayos infrarrojos		

La onda radioelétrica se mide de metros a kilómetros. Desde el punto de vista meteorológico, las más importantes radiaciones son las ultravioletas, luminosas e infrarojas.

Las unidades de medida son diferentes para medir las ondas electromagnéticas se usan:

$$\mu = 10^{-3} \text{ mm (Micron)}$$

$$\mu\mu = 10^{-6} \text{ mm (Mili-Micron)}$$

$$A = 10^{-8} \text{ mm (Amstrong)}$$

La ley de Kirchoff establece que la intensidad de la radiación de un cuerpo negro es independiente de su formación química.

El concepto de cuerpo negro es un concepto teórico, es decir que es aquel cuerpo que absorbe todas las radiaciones que inciden sobre él, además emite radiación en cantidad máxima posible de acuerdo a su temperatura.

ABSORCION:

Cuando un haz de radiación incide sobre un cuerpo cualquiera pueden ocurrir tres casos:

- a) que se establezca un choque elastico
- b) que se establezca un choque inelastico
- c) que no haya choque.

En el choque elástico la energía incide sobre el cuerpo y rebota sin ser absorbida por el cuerpo.

En el choque inelástico la energía penetra en el cuerpo y en su interior se transforma, aumentando su temperatura, comenzando el cuerpo a contraradiar en una longitud de onda diferente a la primitiva recibida.

En el caso de que no se establezca choque, el cuerpo será completamente transparente.

A una dada temperatura, la relación entre el poder de emisión y el poder de absorción para una misma longitud de onda es constante, lo cual se expresa como:

$$\frac{E_{\lambda}}{A_{\lambda}} = C_{\lambda}$$

Esto quiere decir que si se absorbe energía en una onda larga, también la emite en la misma forma. Como habíamos dicho anteriormente el cuerpo negro es un concepto teórico, pues el coeficiente de absorción en un cuerpo práctico, perfectamente negro es de 95 % y el de reflexión de 5 %.

La piel humana actúa como cuerpo negro, pues absorbe el 95% de la radiación. Cuerpo gris se denomina al que absorbe prácticamente la mitad de la energía que absorbe el cuerpo negro, aproximadamente el 50 % de la radiación incidente.

La absorción de la energía solar la podemos probar haciendo pasar luz solar por un prisma y la proyectamos sobre una pantalla, haciendo correr sobre la pantalla un bolometro, el cual es un termómetro de resistencia ennegrecido. Al absorber la energía aumenta su resistencia al paso de la corriente eléctrica veremos que al principio es baja, luego aumenta para luego disminuir.

La curva representativa de esto será:



$$E_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \times \frac{\lambda}{e^{\lambda kT} - 1}$$

La integración de esta curva nos da la fórmula de Planck.

en la cual: c velocidad de la luz
 h constante
 k constante de Bosman
 T temperatura absoluta

Otra ecuación para la interpretación de la primera es dada como:

$$\frac{E\lambda}{T_s} = f(\lambda T)$$

Toda emisión que responda a la curva anterior nos permite asegurar que es un cuerpo negro. Por ejemplo el sol es un cuerpo negro.

Otra ley es la de Wien, hace una derivación de la ley de Plank se conoce como la ley de desplazamiento.

El valor de la longitud de onda de máxima radiación es inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo. Wien encontró que ese coeficiente es 2880 y expresó su fórmula por la siguiente expresión:

$$\lambda_m = \frac{a}{T}$$

Esta ley permite conocer la temperatura de un cuerpo cuando se conoce la máxima cantidad de radiación, por ejemplo la temperatura del sol es 6090², se obtiene así:

$$T = \frac{a}{0,475} = \frac{2880}{0,475}$$

Por ejemplo la tierra es un cuerpo que está a 15 ° de temperatura absoluta es de 2,88

$$\frac{2880}{288} \quad 40 \text{ micrones (amplitud de onda de misma radiación)}$$

LA RADIACION SOLAR DESDE EL PUNTO DE VISTA METEOROLOGICO:

El sol emite energía que llega al límite superior de la atmosfera a razón de 1,94 ~~2~~ calorías por gramo por centímetros cuadrado por minuto. Este valor varía muy poco alrededor del 5 % de la cantidad total de energía que nos llega debido a algunas circunstancias, como manchas solares.

Desde el punto de vista meteorológico se puede aceptar como constante el valor 2 calorías ~~gramos/cm.cuadrado/min.~~ y se llama constante solar.

Variación Tabla 1

Variación anual de la intensidad de la radiación solar recibida sobre una superficie normal a los rayos solares en el límite de la atmosfera.

Fecha	cal/cm /min.	Fecha	cal/cm /min.
1 enero	2,07	1 julio	1,88
1 febrero	2,00	1 agosto	1,88
1 marzo	1,98	1 septiembre	1,91
1 abril	1,94	1 octubre	1,94
1 mayo	1,91	1 noviembre	1,97
1 junio	1,89	1 diciembre	2,00

Las estimaciones son basadas en las medidas de la cantidad de energía que nos llega, medida en altura donde hay libre incidencia de rayos solares.

De acuerdo a la ley de Plank, siendo el sol un cuerpo negro, radía el 99 % de la energía comprendida entre 0.15 y 4 es decir radiación onda corta.

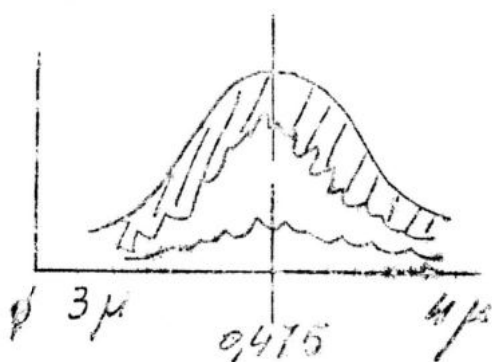
Tabla Nº 2

Promedio de la constante solar 1920 -1934. (calculada de las tablas de valores de 10 años de Abbot)

Año	cal/cm ² /min.	Año	cal/cm ² /min.
1920	1.948	1928	1.938
1922	1.949	1929	1.936
1922	1.927	1930	1.941
1923	1.933	1931	1.946
1925	1.944	1932	1.941
1925	1.946	1933	1.942
1928	1.938	1934	1.947
1927	1.943		

De esta energía el 50 % corresponde a longitudes de onda que van de 0.38 a 0.77 μ o sea en el espectro luminoso lo demás es ultravioleta e infrarojos.

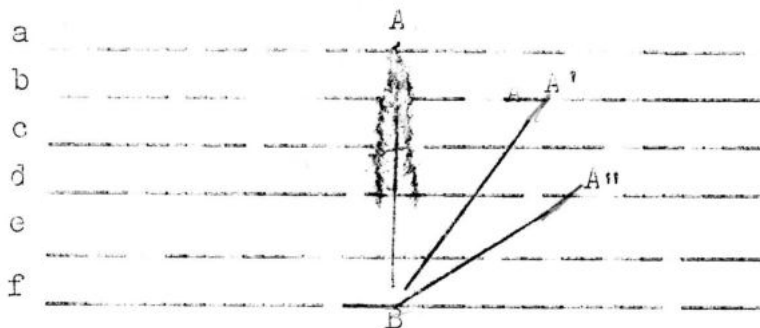
Si mostramos un gráfico de la radiación vemos que 0.475 es la que recibe en la parte superior de la atmosfera a nosotros nos llega en la forma de la línea sinuosa. Si taparamos el sol la recibida sería como la última curva o sea radiación difusa.



Esto sucede a la radiación solar cuando atraviesa la atmósfera, es decir que se dispersa en diferentes longitudes de onda.

En la parte cercana al suelo 100 mts. del suelo la luz es blanca, a medida que asciende el color es más azul a medida que se asciende el fenómeno de dispersión se termina, pareciendo el sol como un cuerpo brillante en el espacio oscuro.

La intensidad de la radiación decrece con el cuadrado de la distancia a la fuente. La cantidad de radiación que recibe la unidad de area de una superficie horizontal, varia con el seno del ángulo de incidencia de los rayos. Este enunciado se ilustra en la figura siguiente.



Supongamos que a, b, c, d, e, f, son rayos paralelos de una fu fuente cualquiera de energía lo cual choca contra la superficie AB, todos los rayos son interceptados. Si AB es inclinado en la posición A'B solamente los rayos b, c, d, e, f, son interceptados mientras que en la posición A''B solamente los rayos d,e,f chocan la superficie.

La caloría se usa como la unidad de medida calórica. Una caloría es la cantidad necesaria de calor para incrementar a 1cm de agua en 1°C de temperatura. Una cantidad de radiación equivalente a una caloría por centímetro cuadrado es llamado "LANGLEY" se abrevia Ly, llamado en honor de J.P.LANGLEY un investigador

40.

pionero en las investigaciones de la radiación solar.

El sol emite radiación desde su superficie, la cual está a temperatura aproximada de 6000 siendo su interior mucho más caliente. 1/2.000.000 solamente de la radiación emitida por el sol es interceptada por la tierra. La radiación del sol debe atravesar un promedio de 147 millones de kilómetros cuadrados alcanza la tierra a la velocidad de 300.000 Kms/seg. la luz nos llega en 8 minutos. La distancia entre la tierra y el sol no es constante debido a que la órbita de la tierra alrededor del sol es elíptica y no circular. La variación de 6 millones de kilómetros en la era presente nos muestra que el sol está más cerca de la tierra en Enero y más alejado en julio.

CAMBIOS EN LA DIFUSION EN LA ATMOSFERA

Cuando los rayos solares chocan con la atmosfera ellos sufren cambios debido a la absorción.

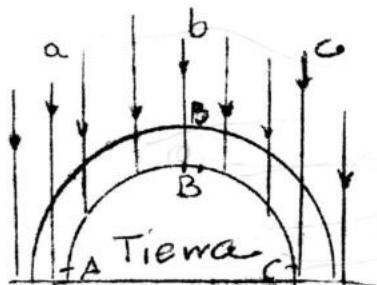
Tal como habiamos dicho en clases anteriores el oxono en la atmosfera superior absorve la mayor parte de los rayos ultravioleta de las longitudes de ondas más cortas, los cuales producen un calentamiento de las capas que contienen oxono. Otras longitudes de ondas cortas son absorbidas por el polvo atmosférico; el vapor de agua y el anhídrido carbonico actuan tambien como filtro de la energía original que envia el sol. Cuando los rayos llegan finalmente a la tierra ellos han descompuesto en su composición espectral asi como tambien en su intensidad.

En adición al fenómeno de absorción, la dispersión se hace presente en la atmosfera, donde principalmente las longitudes de ondas cortas son dispersadas por las moléculas del aire y por las de las pequeñas partículas. El efecto de la dispersión es evidente por el color del cielo.

La cantidad de absorción y dispersión está determinado por el espesor de las capas que tienen que atravesar los rayos solares. Por consiguiente en grandes altitudes la intensidad de los rayos solares es alta y el cielo es más oscuro que a nivel del mar.

El aire limpio y seco trasmite mejor la radiación que el aire con cantidad de vapor de agua o polvo.

Las capas que atraviesan lo rayos solares cambian tambien de acuerdo a la altura del sol sobre el horizonte aunque la intensidad de la radiación varia con la longitud y la hora del día. En un punto dado de la tierra al amanecer, solamente una pequeña porción de los rayos alcanzan al observador, mientras que al mediodia, cuando el sol tiene su más alta elevación encima del horizonte, muchos más rayos alcanzan la superficie. Esto que acabamos de explicar no debe confundirse con los cambios de la radiación incidente sobre una superficie horizontal, lo cual varia con el seno del ángulo de insidencia, como se dijo anteriormente, lo que hemos explicado se comprenderá mejor si vemos la figura:



Para eliminar la variación del ángulo se asumirá que la superficie es expuesta verticalmente a un haz de rayos solares en el punto A sobre la superficie del globo terrestre el rayo alcanzará la superficie después que este haya viajado através de la atmosfera desde A hasta A'. Esta posición debería corresponder a la de un observador al amanecer. Al mediodia la rotación de la tierra traerá al observador y su superficie al punto B, el rayo b cae sobre la superficie normalmente expuesta a los rayos. El rayo b ha pasado de B' a B através de la at-

mosfera.

mosfera, luego en la tarde es alcanzado C cuando el rayo c pega a la superficie despues de atravesar desde C' a C atravez de la a atmosfera. Es obio que la distancia BB' es menos que A'A o C'C y consecuentemente encontrará menos masa de aire para llegar a la tierra, por consiguiente la energia que llega a la tierra es mayor que en la mañana o en la tarde.

La tabla muestra la variación de espesor de la atmósfera para penetrar los rayos con altitud solar, al nivel del mar, expresados en multiples de 1, lo cual se define como el espesor para los rayos verticales que chocan en la tierra, es decir, para el sol en el zenit.

Espesor relativo de las capas atmosféricas para varios áng. de altitud sobre el nivel del mar, para persión normal de 760 mb.

ALTURA:	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	25°	20°
ESPESOR:	1.0	1.02	1.15	1.30	1.55	2.00	2.06	2.36	2.90
ALTURA:	15°	10°	8°	6°	4°				
ESPESOR:	3.82	5.60	6.88	8.90	12.44				

La tabla muestra que los rayos que comienzan desde el horizonte tienen que penetrar una atmósfera 12 veces mas gruesa que los que caen cuando el sol está en el zenit. Esto explica el por que se puede mirar el sol en la mañana al levantarse o al ponerse por la tarde sin ser enneguecido, lo cual no se podria hacer al mediodia, o cerca de él. En adición a la absorción y dispersión, los rayos solares pueden tambien reflejados; los conceptos de un cuerpo negro del cual se habló anteriormente, nos muestra que los aparatos mejor o pirheliómetros con que se mide la radiación directa del sol tienen una reflexión aproximada de 3 % asi mismo de la cantidad de rayos que inciden sobre la tierra, un porcentaje es reflejado dependiendo esta reflexión del tipo de superficie contra la cual chocan.

A menudo los rayos solares son interceptados por nubes que tienen un poder de reflexión mucho mayor que el suelo, el porcentaje de radiación que es reflejada desde una superficie cualquiera se denomina "albedo".

La tabla siguiente muestra los valores de albedo para algunas superficies terrestres.

Pastos secos	19 %
Campos verdes	11 %
Bosques verdes permanentes	7 %
Bosques (hojas caedizas)	9 %
Lagos y rios	7 a 9 %
Areas de ciudades	10 %
Arenas	13 a 18 %
Nubes (valor medio)	55 %
Nubes (minima altura)	40-80 %
Nieve fresca	80-90 %

Se puede decir en una forma muy general que la superficie de la tierra refleja al rededor del 10 % de la radiación recibida mientras que las nubes o areas cubiertas de nieve reflejan mas del 50 %. Las nubes tienen un doble efecto, mientras que ellas reflejan la radiación que nos llega, ellas tambien interceptan y reflejan la radiación que viene de la tierra; como se asume que aproximadamente la mitad de la tierra está cubierta por nubes, se puede calcular su efecto sobre el balance calórico de la tierra. Aunque el albedo exacto de la tierra no se conoce, las mejores estimaciones toman este como 35 a 36 %.

$\int cal = \int \frac{ly}{min.}$

Los satelites actuales, suministran registros continuos para ayudar a resolver este problema, del balance calórico de la tierra.

El balance calórico de la tierra, es decir en la cantidad de calor que recibe la atmosfera y la superficie de la tierra, es decir la cantidad de calor que recibe la tierra, en el limite de la atmosfera, ha sido calculada teniendo en cuenta que en cualquier instante la mitad de la tierra recibe luz del sol, considereada en este caso particular a los rayos de incidencia normal. El haz de rayos normalmente interceptados por la tierra cubren un area dada por la sección mayor atravez del globo. Esta area es $2\pi R^2$, donde R es el radio de la tierra. Por simplicidad establecemos el valor de la constante solar $2 ly/min$, luego la cantide de energia radiada por el sol que recibe la tierra es entonces el producto de la superficie de la mitad del globo en cm^2 por el número de minutos de un año y ese producto se multiplica por dos. es decir:

$$E = 1/2 St \times 2T \text{ min.} = St \times T \text{ min.} = 134 \times 10^{22} \text{ cal.}$$

el sol nos envia la enorme cantidad de 134×10^{22} calorías por año recibida en el limite de la atmosfera, comprendemos que la enorme fuente de energia que es el sol, si comparamos esta cifra con la energia total que radia el sol, es decir que la cantidad recibida por la tierra en el limite de la atmosfera es $1/200 \times 10^{22}$ de ella. Esto representa unos $5,5 \times 10 \text{ kw/año}$.

Esta cifra tan alta de radiación nos obliga a responder la siguiente pregunta:

¿ Donde la tierra almacena semejante cantidad de calor?

Si este fuera el caso la tierra se iria calentando año a año, sin embargo la temperatura de la tierra ha variado dentro de muy pequeños limites durante el curso de millones de años como lo muestra la historia geológica, por consiguien en promedio la tierra más aceptable hasta hoy es que la tierra pierde tanto calor como recibe.

Refiriendonos a un sentido figurado podriamos decir que el libro de balance de la energia calórica tiene tres hojas:

- 1) La concerniente al balance en el limite de la atmosfera.
- 2) El balance sin tomar en cuenta la atmosfera
- 3) El balance de la superficie de la tierra.

Como unidad de podria tomar 10^{22} calories el cual figuraria en cualquier calculo sobre la base de un año.

El balance calorico se muestra en la siguiente tabla:

Balance calórico de la tierra:

Ganancia	134 del sol	100 %
Perdidas	36 reflexion y radiación de nubes	27 %
	11 reflexión por dispersión de partículas en la atmósfera	8 %
	71 radiación de la atmosfera	53 %
	16 radiación de la tierra	12 %
total 134		100 %

Beneficio de la atmósfera:

	27 desde el sol por absorción	20 %
	181 desde la tierra por absorción	135 %
total	208	155 %
Perdidas	137 de la tierra por radiación	102 %
	71 al universo por radiación	53 %
total	208	155 %

φ

Tilis

Beneficios de la superficie de la tierra:

	33 directamente del sol	25 %
	27 por dispersión rayos sol	20 %
	137 de la atmósfera	103 %
total	197	147 %

Perdidas

	16 radiación al Universo	12 %
	181 a la atmosfera	135 %
total	197 x 10 ²²	147 %

La tierra recibe en el lado iluminado durante un día 134 unidades calóricas en el límite de la atmosfera de la cual 52 unidades son reflejadas inmediatamente 20 unidades son absorbidas en el aire y el resto va como directa o dispersa por radiación a la superficie de la tierra.

En el lado obscuro de la tierra la superficie pierde 196 unidades de las cuales solamente 15 pasan más allá del límite de la atmosfera, mientras otras 67 son reradiadas desde la atmosfera, la cual retorna a la superficie 134 unidades. Esto demuestra cuan importante es la atmósfera, y el papel de primera importancia que juega en el balance calórico de la tierra, es decir, en la conservación del propio balance calórico.

El balance calórico presentado seria aplicable solamente a la tierra como un todo.

En realidad esto se efectua en pequeños espacios, mostrando una variabilidad de mosaicos sobre la tierra. Existen diferencias muy sistemáticas que son causadas por latitud, es decir la exposición de a la radiación solar y la diferencia de comportamiento entre los continentes y los océanos.

Muy importante en el movimiento del calor en la tierra es su transporte por las corrientes oceánicas y la turbulencia del aire a través de los grandes sistemas de vientos.

Otro engranaje en este mecanismo es la perdida de calor por evaporación del agua del mar, rios, lagos y suelo, sin embargo esto se compensa donde quiera por el calor latente de condensación, procedimiento por el cual el vapor de agua de condensación y vuelve de nuevo a la superficie en forma de lluvia.

Los elementos de ese movimiento se muestran en la siguiente tabla:

Valores de las componentes del balance calórico en Kcal/cm²/año. según Budyko, Berlyand y Zubenok. 1954.

LATITUD	OCEANOS				CONTINENTES				LA TIERRA (como un todo)					
	Q	R	E	T	C	Q	R	E	T	Q	R	E	T	
60 - 50 N	88	34	-34	-18	18	93	23	-19	-4	91	28	-25	-10	7
50 - 40	109	34	-51	±15	12	119	38	-22	-14	114	46	-36	-15	5
40 - 30	136	78	-73	±12	7	159	56	-26	-30	146	69	-53	-20	4
30 - 20	151	100	-85	-7	-8	184	64	-23	-41	163	86	-60	-20	-6
20 - 10	156	110	-89	-5	182	74	-36	-38	163	101	-75	-14	-12	
10 - 0	149	107	-76	-5	149	79	-58	-21	149	101	-72	-9	-20	
0 - 10 S	152	107	-81	-7	143	75	-59	-16	150	99	-76	-9	-14	
10 - 20	155	107	-97	-9	161	69	-44	-25	156	99	-85	-13	-1	
20 - 30	147	94	-87	-10	169	62	-29	-33	152	87	-74	-15	2	
30 - 40	128	73	-77	-12	149	55	-29	-26	130	71	-72	-14	15	
40 - 50	104	53	-57	-5	112	39	-24	-15	104	53	-56	-5	8	
50 - 60	84	31	37	-12	80	26	-18	8	183	31	-37	-12	18	
Tierra toda	128	77	-58	-9	132	46	-27	-19	129	68	-56	-12	0	

Promedio de la Constante Sola r 1920-1934 (Calculada de las tablas de valores de 10 años de Abbot).

Año	cal/cm ² /min	Año	cal/cm ² /min
1920	1,948	1928	1,938
1921	1,949	1929	1,936
1922	1,927	1930	1,941
1923	1,933	1931	1,946
1924	1,944	1932	1,941
1925	1,946	1933	1,942
1926	1,938	1934	1,947
1927	1,943		

En En esta tabla las letra quieren decir:

- Q radiación total por años.
- R balance de radiación neta en la superficie
- E perdidas de calor por evaporación
- T transferencia de calor por turbulencia
- C calor transportado por las corrientes oceánicas.

El contraste del balance neto de radiación entre los océanos, continentes y latitudes son por decirlo así los responsables de la circulación general de la atmósfera.

La absorción de la radiación en la atmósfera no es uniforme en toda ella, sino que depende en gran parte de la transparencia de la atmósfera.

También la radiación recibida es mayor en las regiones altas que en las tierras bajas, esto debido en parte por la pureza del aire como se estableció anteriormente al ver el número de partículas con respecto a la latitud y en parte por la menor cantidad de aire entre los lugares altos y los bajos, que queda por encima del lugar.

En regiones pobladas se absorbe mucha más cantidad de radiación antes de llegar a la superficie terrestre, que en regiones que están lejos de la población o polvo atmosférico.

Perl ha efectuado un trabajo usando radiación de 80 observatorios para demostrar que la intensidad de la radiación cambia con la altura.

La tabla siguiente nos muestra el sumario con mediciones a una altura del sol sobre el horizonte de 15°.

Variación de Radiación con la elevación en junio-

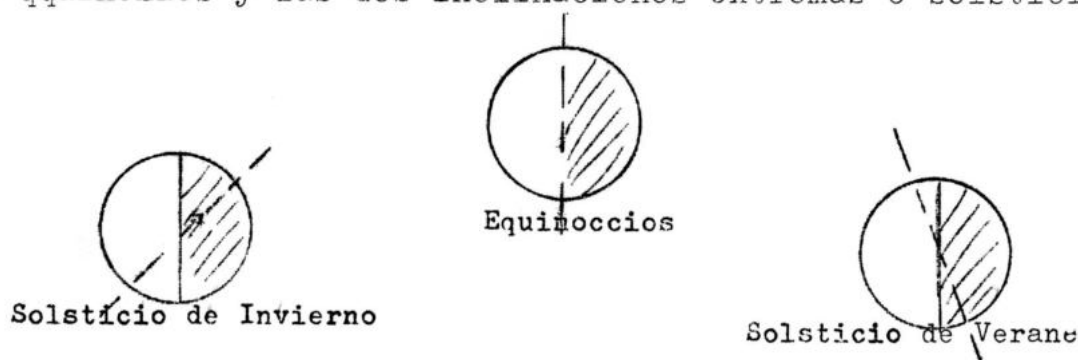
Altitud del sol sobre el horizonte 15° (de acuerdo a Perl)

Altura sobre el nivel del en kms.	0	0,50	1.0.5	1.5	2.0	2.5	3.0
Intensidad (Ly/min)	0.75	0.76	0.82	0.94	1.06	1.12	1.17

Hay también una considerable variación a lo largo de la superficie de la tierra de acuerdo a la latitud. Esta variación y la cantidad total de radiación recibida en cualquier lugar de la tierra está íntimamente relacionada con la incidencia de los rayos solares.

La duración del sol en una localidad dada sobre la superficie de la tierra está determinada por la inclinación del eje de la tierra contra el plano de la órbita de la tierra alrededor del sol.

Esta inclinación es de $66^{\circ} 30'$ ó como se expresa pues frecuentemente, que el plano del ecuador está inclinado contra la elíptica y forma un ángulo de $23^{\circ} 30'$. Este factor es el que determina el cambio de estaciones como se podrá notar enseguida: mientras la mitad de la superficie de la tierra está iluminada por los rayos solares, la otra mitad permanece oscura; la línea divisoria entre la luz y la oscuridad es paralela a los meridianos solamente dos veces al año o sea en los equinoccios. Esto significa que la citada línea para esos días por los polos de la tierra en cuyo caso la distancia de la radiación es muy simple consideremos por un momento a la tierra, sus atmósferas, entonces la intensidad de la radiación en los equinoccios debería variar en el lado alumbrado en estas estaciones de acuerdo con el seno del ángulo de elevación sobre el horizonte hasta el mediodía. A medida que los equinoccios han pasado la línea divisoria entre la luz y la oscuridad se inclina hacia el sur o norte contra los meridianos. La figura muestra la distribución de la luz sobre la superficie de la tierra para los equinoccios y las dos inclinaciones extremas o solsticios.



Durante el tiempo de verano los días son más largos que las noches y durante el invierno los días decrecen hacia los equinoccios es decir, las estaciones donde los días y las noches son iguales. En los polos tenemos por consiguiente la mitad del año de día y la mitad del año de noche.

La tabla siguiente nos da la duración extrema de la longitud del día en varias latitudes.

LONGITUDES EXTREMAS DEL DÍA EN DIFERENTES LATITUDES

Latitud	0	10	20	30	40	50	60	$66\frac{1}{2}$
	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m
long. del día	12:00	12:35	13:13	13:56	14:51	16:09	18:30	24:00
día más corto	12:00	11:25	10:47	10:04	9:09	7:51	5:30	0:00

Los valores dados en la tabla son valores máximos. De acuerdo a la nubosidad la cantidad en un momento dado puede ser de 30 a 70 % menos.

Observaciones actuales de sumas de radiaciones anual se muestran en la siguiente tabla para unas pocas localidades en varias latitudes y climas.

SUMA DE RADIACIONES OBSERVADAS EN VARIOS LUGARES (en Ly)

	Latitud	Media diaria	anual por mil.
San Juan de Puerto Rico	18.5	527	191
Honolulu - Haway	21.3	513	187
New Orleans	29.9	336	126
Albuguergue	35.0	471	171
Columbia	40.0	369	142
Karisruhe (Alemania)	49.1	289	106
Pavlovsk (USSR)	59.7	183	67
Alaska	64.8	222	81

Debido a que existen muy pocos observatorios donde se toman datos de radiación actualmente, la duración del sol se usa a menudo como sustituto a la medida del clima solar en un lugar.

De localidades donde existen los dos datos, es decir radiación y duración del sol, se ha derivado una expresión, para valores mensuales de estos elementos para 32 estaciones esparcidas en varias latitudes y regiones; Black, Banythan, y Prescott derivan la fórmula la cual está de acuerdo a la de Angstrom:

$$Q/Q_A = 0,23 + 0,48 \frac{n}{N}$$

donde Q es la radiación actual recibida sobre una superficie horizontal; Q_A es la radiación total recibida si la atmosfera fuera transparente; n es la duración del sol; N es el maximo posible de la duración del sol.

La formula puede ser usada como una primera aproximación para convertir duración del sol en intensidad de radiación; una relación similar ha sido derivada tambien por Hamon, Weirs y Wihan para valores diarios.

La duración del sol se da en horas o en porcentajes de la posible duración en una estación dada.

La duración del sol teoricamente puede ser calculada por tablas astronomicas.

Esto tiene significado para estaciones en un plano donde el horizonte no tiene obstrucción. Para estaciones en regiones montañosas se han hecho deducciones de la línea que cortaría una grande o pequeña trayectoria del sol cada dia.

La tabla siguiente da una serie de valores en porcentajes para la duración del sol.

Regiones	%	Latitud.
Inglaterra Norte	26	58° N
Islas Britanicas	30	55
Europa Central	38	52
Italia	52	43
Andalucia (España)	66	40
Egipto	69	30
Africa del Sur	14	30
Arizona	85	35° N

Las variaciones de la posibilidad de duración del sol no difiere mucho en todos los lugares de la tierra y está entre 4.000 y 4.500 horas anuales.

La variación de la duración del sol con la altitud se puede observar en regiones montañosas. Durante todo el año los picos de las montañas obtienen o reciben menos sol que los valles anchos. En los Alpes esta diferencia para picos de 2.000 a 3.000 metros es alrededor de 10 % de la posible cantidad a recibir. Ben Nevis en Inglaterra tiene solamente 16 % de la posible duración del sol durante todo el año. El período anual se invierte durante el invierno ya que las nubes bajas y la niebla se deposita en los valles dejando limpios los picos. En resumen se puede decir que los niveles de condensación están a altos niveles, y por consiguiente las nubes tapan parte de la radiación que pueda recibir las montañas.

La variación diaria del sol en los planos de latitudes moderadas muestran un máximo de duración durante el medio-día comparado con la mañana.

Existen desviaciones estacionales contra este patrón de variaciones diurnas del sol. En latitudes moderadas la máxima desviación está en las horas de la mañana durante el verano. A este tiempo la convección aumenta la nubosidad durante las horas de la tarde, particularmente en las zonas montañosas.

La misma preponderancia del brillo del sol durante las horas de la mañana se observa también en las regiones tropicales e en donde es más pronunciada durante la estación lluviosa.