

RADIACION Y TEMPERATURA



Adaptado de:

Wiesher, C.J. Hydrometeorology. Chapman and Hall LTD. Londres
Linsley, Ray K., Kohler, M.A. y Paulhus, J.L.H. Applied Hydrology.
Mc Graw-Hill Book Co. Nueva York 1949.

Venezuela, Ministerio de Obras Públicas. Manual para observadores
de estaciones hidrometeorológicas. Febrero 1966.

La Radiación Solar. El sol, con su temperatura de 6000°K* es la fuente de casi toda nuestra energía. La tierra intercepta sólo el 5x10⁻¹⁰% de la energía solar. En el límite de la atmósfera terrestre, y en ángulo recto con los rayos del sol se reciben 2,00 cal/cm²/min aproximadamente. La unidad cal/cm² recibe el nombre de Langley.

La radiación recibida en un punto de la tierra depende de su latitud y de la estación del año.

Solamente una porción de la energía solar que llega a la atmósfera logra alcanzar la superficie de la tierra, un 66% en días claros a un 22% en días muy nublados.

La proporción de radiación reflejada desde una superficie se conoce como albedo. La proporción de nubes en un determinado día, decide el albedo de la tierra para ese día.

La radiación solar en la superficie de la tierra se puede calcular mediante la siguiente fórmula:

$$R_c = R_a (0.803 - 0.340 C - 0.458 C^2)$$

* °K = 273 + °C

siendo:

- R_c radiación en la superficie de la tierra.
 R_a la radiación solar en el límite de la atmósfera de la tierra, valores dados en la tabla 1.
 C nubosidad promedio.

Si se conoce el número de horas de sol (n) y el número de horas del día (N) (ver tabla 2)

$$R_c = R_a \left\{ 0.3 + 0.5 \frac{n}{N} \right\}$$

Conocido el albedo (r) la cantidad de radiación que penetra la superficie será $(1-r) R_c$.

La radiación proveniente de la superficie de la tierra se puede calcular mediante:

$$R_b = \sigma T_a^4 (0.56 - 0.09 \sqrt{e_d}) (0.1 + 0.9 \frac{n}{N})$$

siendo:

- σ 8.17×10^{-11} cal/cm²/°K⁻⁴/min (constante de Stefan)
 e_d presión de vapor a saturación a T_a expresada en mm.
 T_a temperatura del aire en grados absolutos.

La radiación neta R_n , recibida por una superficie de albedo r será entonces:

$$R_n = R_c (1-r) - R_b$$

El uso de fórmulas para calcular la radiación, se debe a que es más fácil encontrar datos de horas de sol, longitud del día y nubosidad, que lecturas de radiación.

Tabla 1. Radiación solar total diaria en el tope de la atmósfera en cal/cm²/día

Mes	Mar	Abr.	Mayo	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Nov.	Dic.	Ener.	Feb.	Feb.
Grados	21	13	6	29	22	15	8	31	23	16	8	30	22	13	4	26
N 90		436	795	1029	1109	1024	788	431								
80	160	436	783	1014	1092	1009	777	431	158	7						7
70	316	541	771	967	1042	962	764	535	312	133	25				25	135
60	460	654	833	962	1008	957	825	648	455	281	150	74	50	75	150	284
50	592	754	893	987	1019	983	885	747	585	426	295	210	181	211	298	432
40	707	831	937	1001	1021	996	928	822	697	561	442	358	326	361	447	570
30	798	891	957	996	1004	989	949	882	788	683	581	507	480	509	585	690
20	866	921	951	963	963	958	943	911	856	783	706	646	623	649	712	792
10	908	924	920	907	899	903	913	914	897	860	813	770	755	775	819	870
0	922	899	862	828	814	824	855	889	912	913	898	877	868	881	904	923
S 10	908	849	783	728	708	725	776	838	897	937	954	959	961	964	964	949
20	866	773	680	611	584	608	674	763	856	934	987	1017	1029	1023	997	946
30	798	674	559	479	449	477	554	665	788	903	993	1051	1072	1056	1002	915
40	707	554	425	339	306	338	421	549	697	844	972	1058	1091	1063	982	853
50	592	420	284	199	170	198	282	416	585	765	928	1044	1088	1048	936	775
60	460	277	144	70	48	70	143	274	455	663	865	1113	1077	1022	872	672
70	316	131	24				24	130	312	548	801	1023	1113	1028	809	555
80	166	7						7	158	442	814	1072	1166	1077	820	447
90										442	825	1088	1183	1094	833	447

Tabla 2. Longitud del día de la salida a la puesta del sol, hemisferio norte (N) y Sur (S)

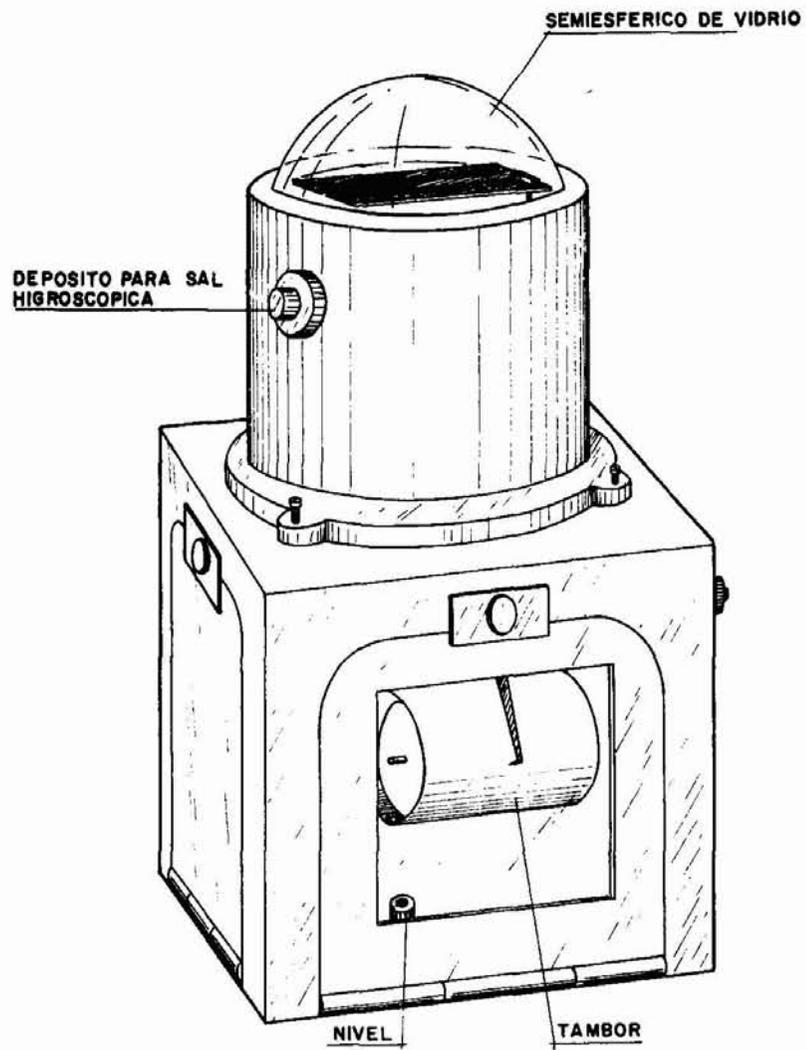
Día del año	N	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.
		17	19	17	18	17	16	13	11	13	12	13	14
Latitud N o S (grados)	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	
	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
10	12.6	12.4	12.2	11.9	11.7	11.5	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.7
20	13.2	12.7	12.2	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.0	12.6	13.1	13.3	13.3
30	13.9	13.1	12.3	11.4	10.6	10.2	10.4	11.0	11.9	12.8	13.6	14.1	14.1
40	14.6	13.6	12.4	11.1	9.9	9.3	9.6	10.5	11.8	13.2	14.3	15.0	15.0
50	15.9	14.2	12.5	10.6	9.0	8.1	8.5	9.9	11.7	13.6	15.3	16.3	16.3
60	18.0	15.3	12.7	10.0	7.4	5.9	6.6	8.7	11.5	14.3	17.0	18.7	18.7
70	24.0	17.6	13.2	8.8	3.6	0	0	6.7	11.3	15.2	21.3	24.0	24.0
80	24.0	24.0	14.6	4.2	0	0	0	0	11.2	20.2	24.0	24.0	24.0
90	24.0	24.0	24.0	0	0	0	0	0	0	24.0	24.0	24.0	24.0

Medición de la Energía Radiante Solar. Los actinógrafos se usan comúnmente para medir la radiación total incidente sobre una superficie horizontal. El elemento sensible consta de una lámina ennegrecida a fin de provocar la mayor absorción posible de radiación, y de una lámina blanca preparada de forma que absorba tan poca radiación como sea posible. La diferencia de temperatura debido al contraste de absorción de radiación por las dos láminas anteriormente descritas es la medida de la radiación incidente.

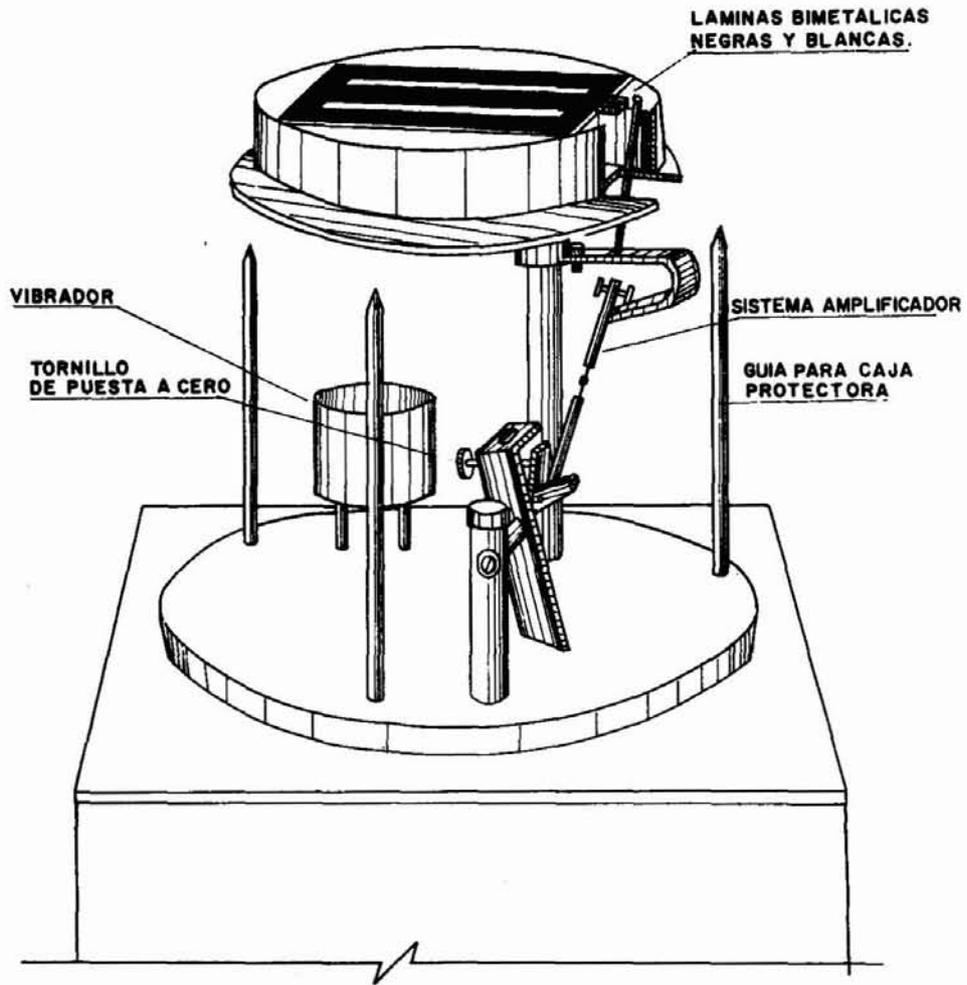
El actinógrafo tipo Robitzsch usado en Venezuela tiene un elemento sensible formado por dos láminas paralelas de forma rectangular pintadas de blanco en medio de las cuales se coloca una banda ennegrecida. A los extremos de las tres bandas por un lado se adhieren una varilla, los extremos opuestos de las bandas blancas van adheridas a la armadura del instrumento, y el otro extremo de la lámina negra es conectado a un mecanismo de palanca y sus movimientos son trazados sobre una banda enrollada en un tambor perpendicular a la plumilla, parte final del mecanismo. De esta forma, los movimientos del brazo de la plumilla son proporcionales a la diferencia de temperatura entre las láminas, y de aquí que son también proporcionales a la intensidad de la radiación y al mismo tiempo independientes de los cambios de temperatura del ambiente.

La superficie receptora arriba descrita se cubre con un hemisferio de vidrio. El instrumento adolece de dos defectos principales: el primero es un coeficiente de retardo grande (5 a 10 minutos), y el segundo es el efecto de fricción entre la plumilla y la banda. Como resultado de estos dos efectos el instrumento no se considera apropiado para la medición de valores instantáneos de intensidad de radiación, pero sí se puede usar para medir totales diarios.

El procesamiento de estos datos se hace de forma que se conozcan los totales diarios y la contribución parcial de cada hora del día.



Actinógrafo tipo Robitzsch



Actinógrafo tipo Robitzsch sin hemisferio transparente y sin la cubierta metálica del chasis.

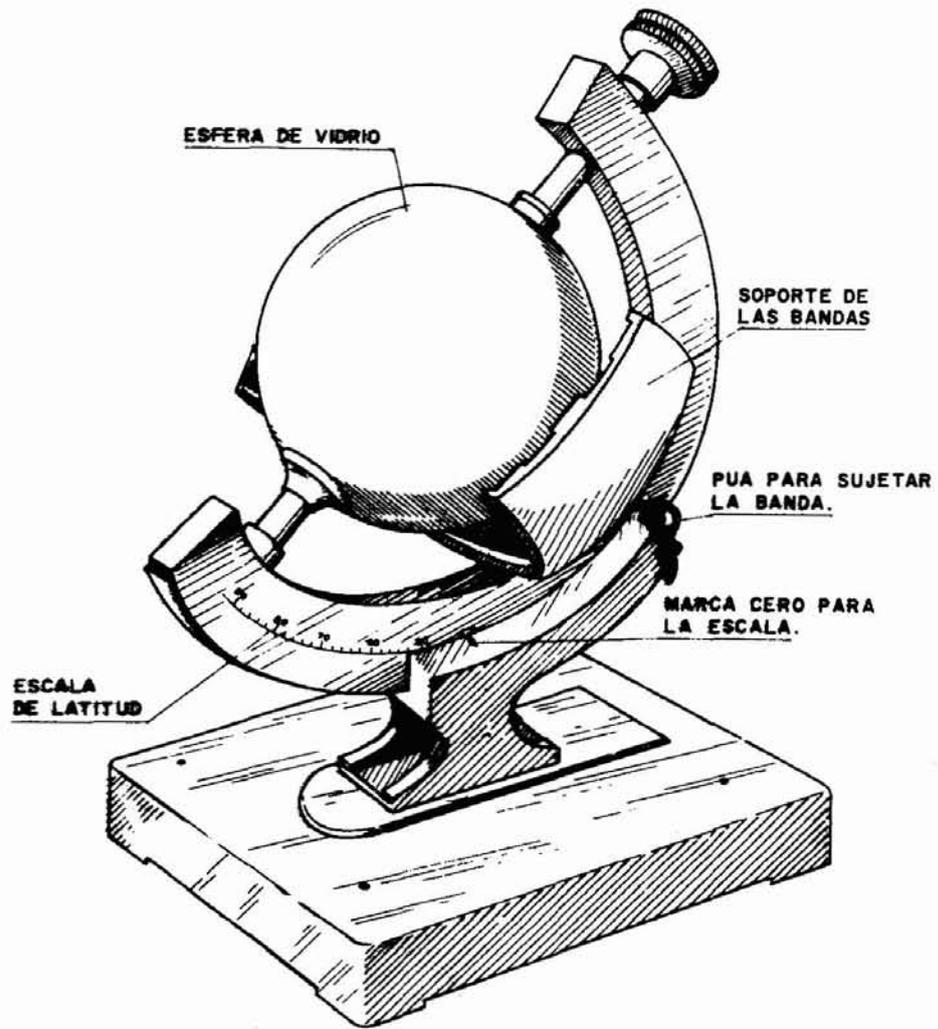
Medición de Luz Solar. La medición de luz brillante de sol se hace mediante un instrumento llamado heliofanógrafo. En principio, esto no es otra cosa que una esfera de cristal que concentra los rayos solares y los dirige a una banda hecha de un material químicamente apropiado para que la incidencia de los rayos provoque fácilmente quemaduras bien delineadas.

El heliofanógrafo Campbell Stokes es parte de la dotación de las estaciones climatológicas de primer orden que se usan en Venezuela. Este registrador se fija en un soporte rígido a 1,20 m. de altura sobre el suelo, con el eje de la banda orientada según el norte-sur geográfico. La banda se cambia diariamente después de la puesta del sol, haya o no brillado la luz solar.

El instrumento requiere una cierta calibración para ajustarlo a la latitud, y además las bandas están diseñadas para que distintamente cubran ciertos lapsos de tiempo. El resultado de la medición es siempre expresado en horas y décimas.

La interpretación de las quemaduras sobre la banda se hace de la siguiente manera: un trazo continuo obviamente se mide convirtiendo la longitud a horas y décimas de luz brillante solar. Cuando aparecen quemaduras de forma circular, el cómputo se hace calculando aproximadamente su radio. A la longitud total se le resta este radio, y la longitud resultante se convierte a horas y décimas de luz solar brillante. En el caso de quemaduras circulares, la longitud medida es igual a la mitad del diámetro de la quemadura. Si hay más de dos o tres quemaduras circulares, se sugiere considerar dos o tres quemaduras como una décima de hora de luz solar brillante; 4,5,6 como equivalente a dos décimas (0,2) de hora, y así sucesivamente en pasos de una décima.

Medición de Temperatura. Las mediciones de temperatura son hechas en Venezuela con termómetros de mercurio que ofrecen una precisión de dos décimas de grado centígrado. Los termómetros se colocan dentro de casetas

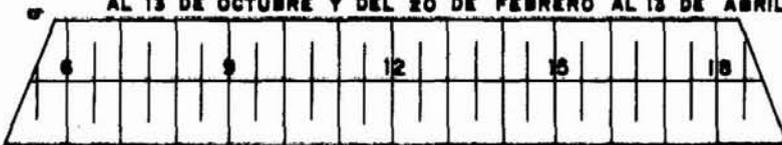


Heliofanógrafo tipo Campbell Stokes.

BANDA CURVA CORTA PARA SER
USADA DEL 14 DE OCTUBRE AL
19 DE FEBRERO



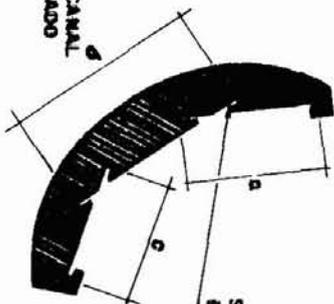
BANDA RECTA PARA SER USADA DEL 2 DE SEPTIEMBRE
AL 13 DE OCTUBRE Y DEL 20 DE FEBRERO AL 13 DE ABRIL



BANDA LARGA CURVA PARA
SER USADA DEL 14 DE ABRIL
AL 1º DE SEPTIEMBRE



NOTA:
CADA BANDA SE
COLOCARA EN EL CANAL
DEL SOPORTE INDICADO
CON SU LETRA



SOPORTE DE LAS BANDAS
EN EL HELIOGRAFO

Bandas de heliofanógrafo.

meteorológicas pintadas en blanco y diseñadas de forma que la radiación solar directa no penetre en su interior.

Las temperaturas registradas por medidores automáticos también se obtienen dentro del tipo de caseta mencionado.

Las temperaturas máxima y mínima durante un día se leen directamente de termómetros diseñados con tal fin.

Termómetro Seco. El termómetro de temperatura seca tiene el líquido termométrico de mercurio, y la escala graduada en 2/10 de °C.

La lectura se hace en el punto de la escala que coincide con el extremo de mercurio más alejado del bulbo, pudiendo apreciarse grados y décimas.

Este termómetro mide en todo momento la temperatura ambiental del lugar donde se encuentra instalado, por lo tanto no hay que refijarlo después de cada lectura.

Termómetro de Máxima. El termómetro de máxima tiene líquido termométrico de mercurio y la escala graduada en 5/10 de °C.

En la parte cercana al bulbo presenta un estrangulamiento del tubo capilar el cual impide que el mercurio regrese al depósito al contraerse por enfriamiento ambiental, quedando rota la columna y marcando el extremo más alejado del bulbo la temperatura máxima.

Para que el instrumento quede dispuesto a registrar la próxima máxima hay que ponerlo "en estación", para ello se le dan unos golpes secos en el aire hasta que el mercurio forzado, venza la resistencia del estrangulamiento y se una la columna, quedando en ese momento marcando la temperatura reinante.

Las lecturas se deben apreciar hasta décimas de grado.

El termómetro se coloca en un soporte termométrico de posición casi horizontal dentro de la caseta.

Termómetro de Mínima. El termómetro de mínima tiene el líquido termométrico de alcohol y la escala graduada en 5/10 de °C.

Dentro del alcohol, en el tubo capilar existe un pequeño índice de metal o porcelana, el cual con el extremo más alejado del bulbo indica la temperatura mínima ocurrida desde la última observación.

Al efectuar una lectura debe ponerse el termómetro "en estación" para que pueda marcar la próxima mínima; con este fin se inclina el termómetro con el bulbo hacia arriba para que el índice se desplace dentro del alcohol hasta alcanzar el extremo más alejado del depósito, que en ese momento estará marcando la temperatura ambiente.

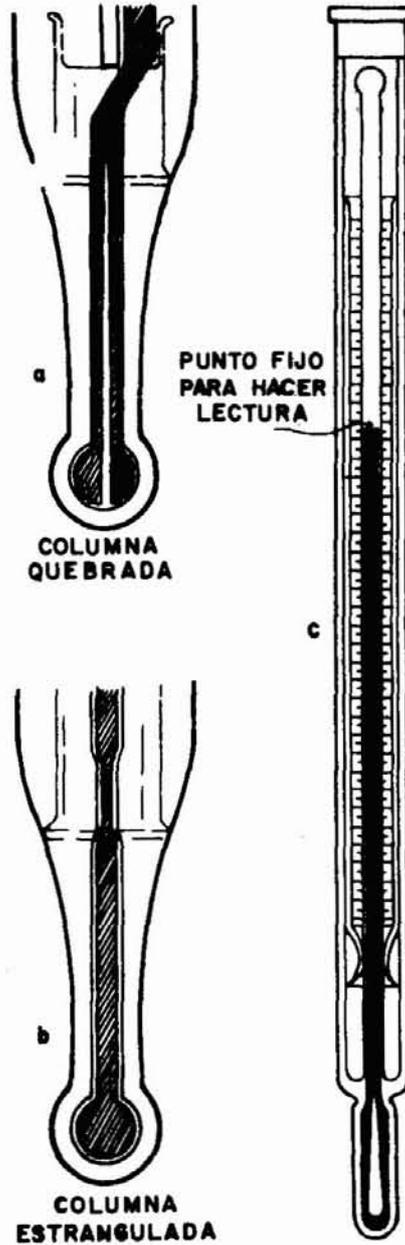
Las lecturas deben tomarse en grados y décimas.

El termómetro se coloca en el soporte termométrico en posición horizontal, dentro de la caseta.

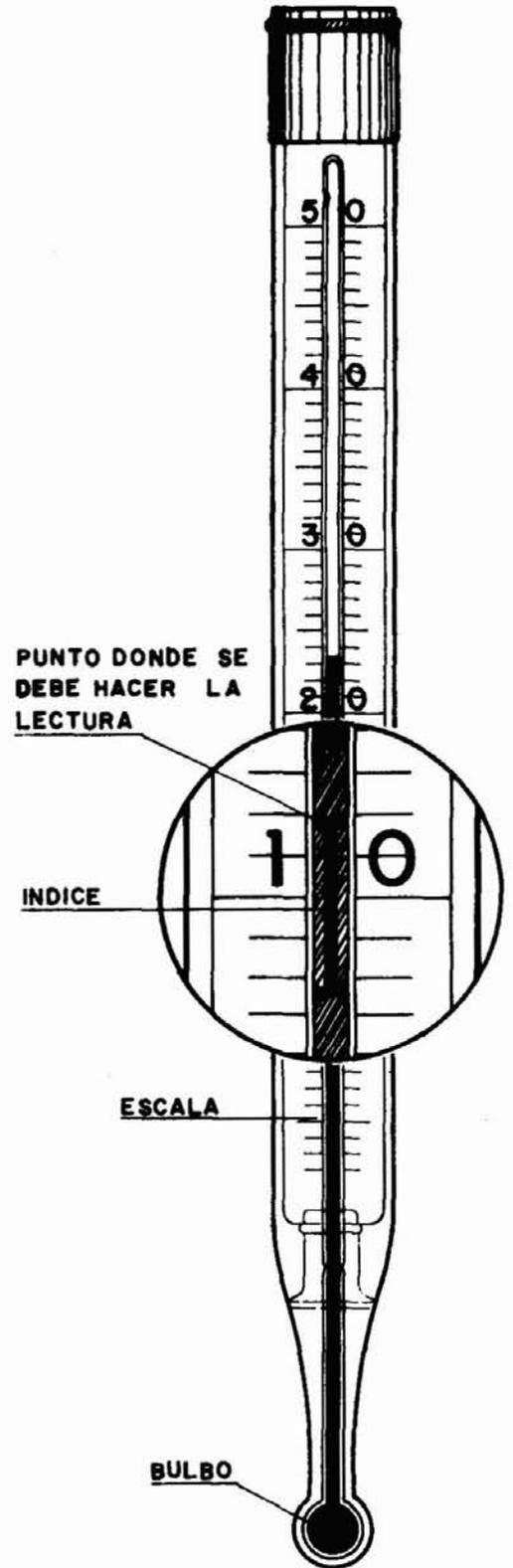
Casetas Meteorológicas. Las casetas meteorológicas son en cierta forma pantallas de protección contra la radiación solar. Usando este tipo de arreglo se busca proteger tanto los termómetros como cualquier otro instrumento contra la radiación directa. Las casetas o garitas meteorológicas se pintan de color blanco para provocar la reflexión de la radiación solar, y se construyen de madera, debido a la baja capacidad calórica de este material. Estas dos precauciones, más la de permitir una circulación libre del aire ambiental, tienen el fin de que los instrumentos medidores y registradores de temperatura acusen lo más cercanamente posible las temperaturas del aire ambiental con la menor influencia posible de la radiación



Termómetro seco



Termómetro de máxima



Termómetro de mínima

solar.

A pesar de todas estas precauciones normalmente tomadas, es posible que en un día de aire quieto y cielo despejado la temperatura medida por los instrumentos sea hasta dos grados centígrados mayor que la verdadera temperatura del aire. Lo inverso puede también suceder en noches despejadas y de débil circulación del aire, ésto es, que la temperatura acusada por los termómetros puede ser hasta dos grados menor que la verdadera temperatura del aire ambiental.

Las casetas se colocan sobre soportes metálicos de 1,20 m. de altura.

Los ejes de los instrumentos dentro de la caseta están emplazados aproximadamente a 1,50 m. de altura sobre el suelo.

Es importante recalcar que la altura a la cual se mide la temperatura es un factor importante en la evaluación de la medición, ya que el aire de un mismo ambiente tiene diferentes temperaturas a diferentes niveles.

Las casetas se orientan en forma que su puerta vea al norte, y su mecanismo para abrir debe funcionar de tal manera que no permita la entrada de radiación directa mientras se efectúen las lecturas. El techo de la caseta debe ser ligeramente inclinado para que permita rápidamente el escurrimiento de las aguas de lluvia cuando ésta ocurra.

Interpretación de los Datos de Temperatura. Las palabras promedio, medio y normal generalmente tienen el significado de promedio aritmético. Sin embargo promedio y media se usan como promedio de cualquier lapso de tiempo mientras que normal se refiere a un valor promedio por un número especificado de años de cualquier elemento meteorológico, para un día, mes, estación o año.

La temperatura diaria media se calcula promediando los dos extremos día

rios. Este valor usualmente es alto, variando aproximadamente un grado del promedio diario verdadero.

La temperatura diaria normal es el promedio de las temperaturas diarias medias para una fecha dada, calculada de un registro de muchos años.

El rango diario de la temperatura, es la diferencia entre la temperatura mayor y menor registrada en un día particular.

El rango medio diario es la diferencia entre las normales máximas de temperatura para el mismo día durante un período de registro.

La temperatura media mensual es el promedio de las temperaturas medias mensuales máximas y mínimas.

La temperatura mensual normal es el promedio de las medias mensuales para un mes dado sobre un período de años de registro.

El rango absoluto mensual es la diferencia entre la mayor y la menor temperatura registrada durante un mes en particular.

La temperatura media anual es el promedio de las medias mensuales para un año.

La temperatura anual normal es el promedio de las medias anuales para un período de muchos años.

El rango anual es la diferencia entre las temperaturas medias del mes más cálido y del más frío del año.

El rango absoluto es la diferencia entre la temperatura más alta y la más baja registrada durante un período.

El grado día es la desviación de un grado por día en la temperatura me-

dia diaria, a partir de una temperatura adoptada como referencia.

La temperatura acumulada es un índice tanto para la cantidad como para la duración de un exceso o deficiencia de temperatura del aire por encima o por debajo de un valor adoptado, y generalmente se expresa en grados-días.

El exceso acumulado o deficiencia acumulada de temperatura es la suma algebraica de las temperaturas diarias de la normal, para el período desde enero 1° hasta cualquier fecha.

El promedio del exceso diario o de la deficiencia se obtiene dividiendo el exceso acumulado por el número de días en el período considerado.

Ajuste de Datos de Temperatura. La homogeneidad de un conjunto de datos de temperatura puede ser probado graficando los valores observados en una estación de interés contra el promedio para varias estaciones cercanas e indicando los puntos con el año de la observación.

Un cambio significativo en exposición se puede evidenciar por un cambio en la línea de regresión. Ordinariamente las líneas de regresión serán aproximadamente paralelas, de manera que los registros primeros pueden ser ajustados a la exposición presente, simplemente añadiendo una constante.

El cambio de exposición de los termómetros puede tener un efecto sobre la temperatura máxima, diferente al efecto que pueda tener sobre las temperaturas mínimas. Además, las constantes de ajuste, puede cambiar con la estación del año, por lo tanto, las constantes de ajuste deben determinarse por meses, y para el valor máximo y para el valor mínimo separadamente.

Cuando las constantes mensuales se grafican contra las fechas, ellas deben conformar una curva suave. El gráfico de ajuste de doble masa no es aplicable directamente de los datos de temperatura.

Variación de la Temperatura con la Elevación. En la tropósfera, el cambio vertical de temperatura con la elevación, o gradiente vertical de temperatura promedio es de 6°C por Km. En algunos sitios este valor puede variar y se mide con radiosondas.

El gradiente vertical de temperatura puede resultar afectado por pérdidas o ganancias de calor de superficies vecinas.

(a) El gradiente vertical de temperatura adiabático seco: Un proceso donde no existe transferencia de calor, a través de las paredes de un sistema se denomina adiabático. Este proceso ocurre cuando se fuerza el aire a subir o bajar rápidamente en la atmósfera, lo que puede suceder por ejemplo cuando una corriente de aire se consigue con una barrera topográfica. El aire se expande a medida que sube debido a la disminución de la presión que lo rodea. La porción ascendiente se expande ejerciendo presión sobre el aire vecino. La fuente de energía para este trabajo es el calor.

Esta energía debido a la diferencia de presión, produce desequilibrio que altera la energía interna de la porción, esta desordenación produce un aumento de entropía, proceso denominado enfriamiento dinámico.

Si el aire es forzado a bajar, la presión circundante es mayor y le hace disminuir su volumen. El trabajo de compresión se transforma en calor y se manifiesta en un aumento de temperatura que se conoce como calentamiento dinámico.

La temperatura de una partícula de aire no saturado que se levanta adiabáticamente disminuye a una razón de 1°C por 100 m. y viceversa.

En la naturaleza este proceso no es exactamente adiabático debido al intercambio de calor que existe con masas vecinas de aire, pero la diferencia es tan pequeña que puede asumirse adiabático.

(b) El gradiente vertical de temperatura adiabático saturado. Cuando

una porción de aire saturado con vapor de agua se eleva adiabáticamente, se expande y enfría dinámicamente. El enfriamiento del vapor de agua en el aire causa su condensación y pérdida del calor latente de vaporización. Es te calor sirve para reducir la rata de enfriamiento de la porción de aire que está siendo elevada. Por esta razón el gradiente saturado adiabático es menor que el seco adiabático. Para que el proceso sea verdaderamente a diabático, el producto de la condensación debe ser transportado en suspensión con el aire ascendiente.

Puesto que la cantidad de vapor de agua que el aire puede contener disminuye con la temperatura, la rata a la cual el calor se libera por condensación, disminuye a medida que el aire saturado se enfría.

El gradiente adiabático saturado a una temperatura ambiente de 20°C es $0,426^{\circ}\text{C}$ por 100 m. mientras que a 0°C es 0.645°C por 100 m. A muy bajas temperaturas, el aire contiene una cantidad muy pequeña de vapor de agua y por lo tanto el calor latente que queda libre por la condensación es muy poco, razón por la cual a bajas temperaturas el gradiente adiabático saturado es muy similar al seco, por ejemplo a -40°C el gradiente adiabático saturado es $0,950^{\circ}\text{C}$ por 100 m.

(c) El gradiente vertical de temperatura pseudo adiabático. Si la humedad que se condensa en una porción de aire que se eleva se precipita, la temperatura del aire disminuye a una razón denominada pseudoadiabática. El proceso no es estrictamente adiabático puesto que la precipitación arrastra consigo parte del calor. Para porciones ascendientes de aire saturado, los valores del gradiente adiabático saturado y pseudoadiabático no difieren significativamente.

En la naturaleza, los productos de la condensación se precipitan comúnmente y por lo tanto se puede considerar como un proceso pseudoadiabático. Las nubes que se disipan antes de alcanzar la etapa de precipitación sigue un proceso adiabático.

(d) La elevación de aire no saturado. Si una porción de aire no saturado se eleva adiabáticamente, se enfría a una rata igual al gradiente vertical adiabático seco, hasta alcanzar la saturación o el punto de rocío. Punto de rocío es la temperatura a la cual se debe enfriar el aire, con presión y contenido de agua constante, para alcanzar la saturación. En este nivel se forman gotas de agua, las que se hacen visibles como nubes. La base de la nube es el nivel de condensación, el cual se puede estimar dividiendo la diferencia entre la temperatura representativa de la superficie y el punto de rocío por el gradiente vertical adiabático seco.

Por ejemplo:

Temperatura de la superficie 20°C

Punto de rocío 15°C

Gradiente vertical adiabático seco 1°C/100 m.

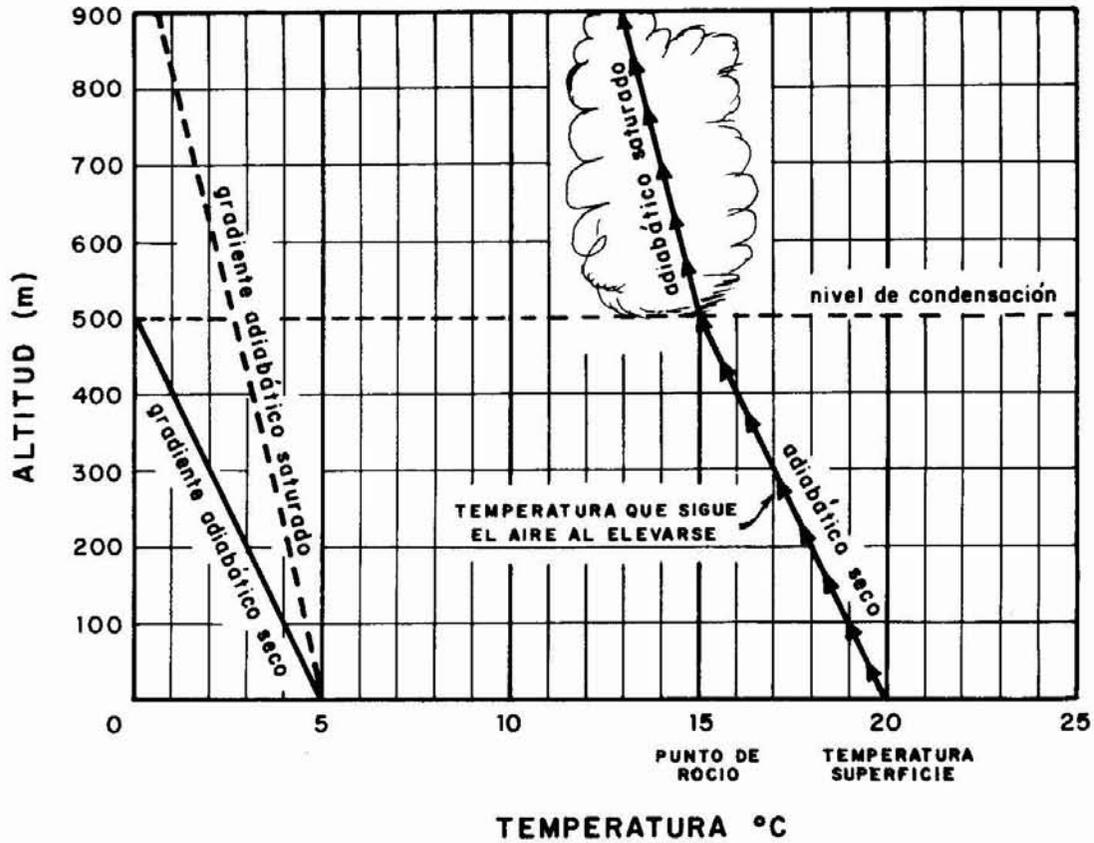
El nivel de condensación o base de las nubes puede entonces esperarse a una elevación de:

$$\frac{20^{\circ}\text{C} - 15^{\circ}\text{C}}{\frac{1}{100} \text{ }^{\circ}\text{C/m}} = 500 \text{ m.}$$

Si el aire se continúa elevando por encima de este nivel, el aire saturado se enfría a una rata igual al gradiente vertical adiabático saturado.

Estabilidad de la Atmósfera. Se dice que la atmósfera es estable, cuando un elemento desplazado una distancia vertical está sujeto a fuerzas que tienden a regresarlo a su posición original. El aire se denomina inestable si en su posición desplazada, está sujeto a fuerzas que tratan de desplazarlo aún más de su posición original.

La Estabilidad del Aire no Saturado. En el caso de aire no saturado, si éste posee un gradiente vertical ambiental de temperatura menor que el gra



diente vertical adiabático no saturado (G.V.A.N.), es estable, en caso contrario es inestable.

Por ejemplo, considérese aire con una temperatura en la superficie de 18°C y un gradiente vertical ambiental de $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, entonces; las temperaturas a cada 100 m. para diversos gradientes son:

Caso	nivel (m)					Condi- ciones
	Su- perf	100	200	300	400	
1. Gradiente ambiental: $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ Porción elevada enfriándose al G.V.A.N.: $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.	18	17.2	16.4	15.6	14.8	Estable
	18	17	16	15	14	
2. Gradiente ambiental $1.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$	18	16.9	15.8	14.7	13.6	Inestab.

El caso 1 es estable puesto que si una porción de aire no saturado se eleva adiabáticamente desde la superficie su temperatura disminuye según el G.V.A.N. Esta porción de aire en todo momento es más fría y más densa que el ambiente, razón por la cual tiende a regresar a su posición original.

En el caso 2, en todas las etapas la porción elevada es más cálida y menos densa que el ambiente, razón por la cual se continúa elevando, siendo éste un caso de inestabilidad.

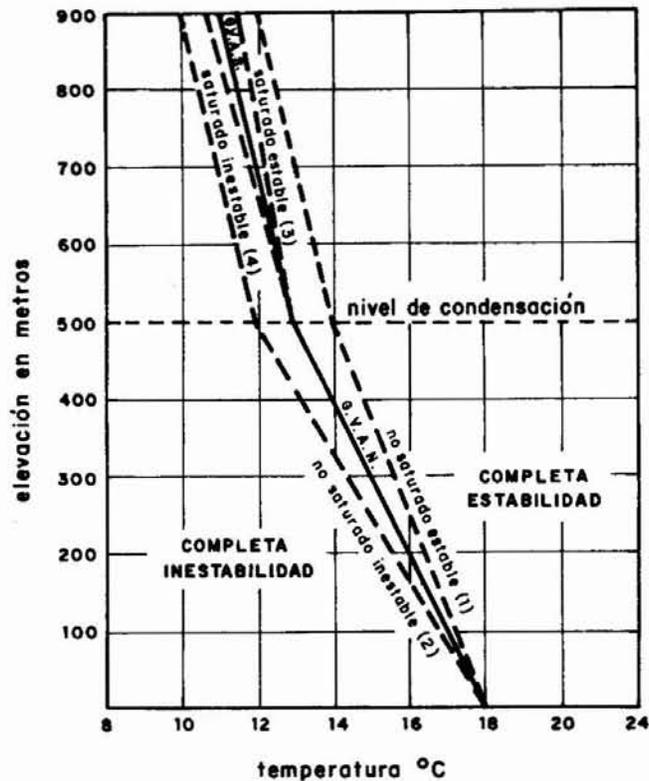
La Estabilidad del Aire Saturado. En el caso de aire saturado, es estable si el gradiente vertical ambiental (G.V.A.) es menor que el gradiente vertical adiabático saturado (G.V.A.S.), en el caso contrario es inestable. Por ejemplo, suponiendo que una porción de aire está saturado a los 500 m. con una temperatura y punto de rocío de 13°C, se tiene:

Caso	nivel (m)				Condición
	500	600	700	800	
3. G.V.A. 0,4°C/100 m	13	12.6	12.2	11.8	Estable
Porción elevada G.V.A.S. 0,5°C/100 m.	13	12.5	12.0	11.5	G.V.A.S.
4. G.V.A. 0,6°C/100 m	13	12.4	11.8	11.2	Inestable

En el caso 3, el aire en todo momento está más frío y más denso que el ambiente y tiende a regresar a su posición original, siendo un caso de estabilidad, mientras que en el caso 4, la porción elevada es más cálida y menos densa que el ambiente, razón por la cual continúa elevándose.

Formación de Nubes. Cuando $G.V.A. > G.V.A.N.$ el aire es inestable esté o no saturado.

Cuando $G.V.A. < G.V.A.S.$ el aire es estable, esté o no saturado.

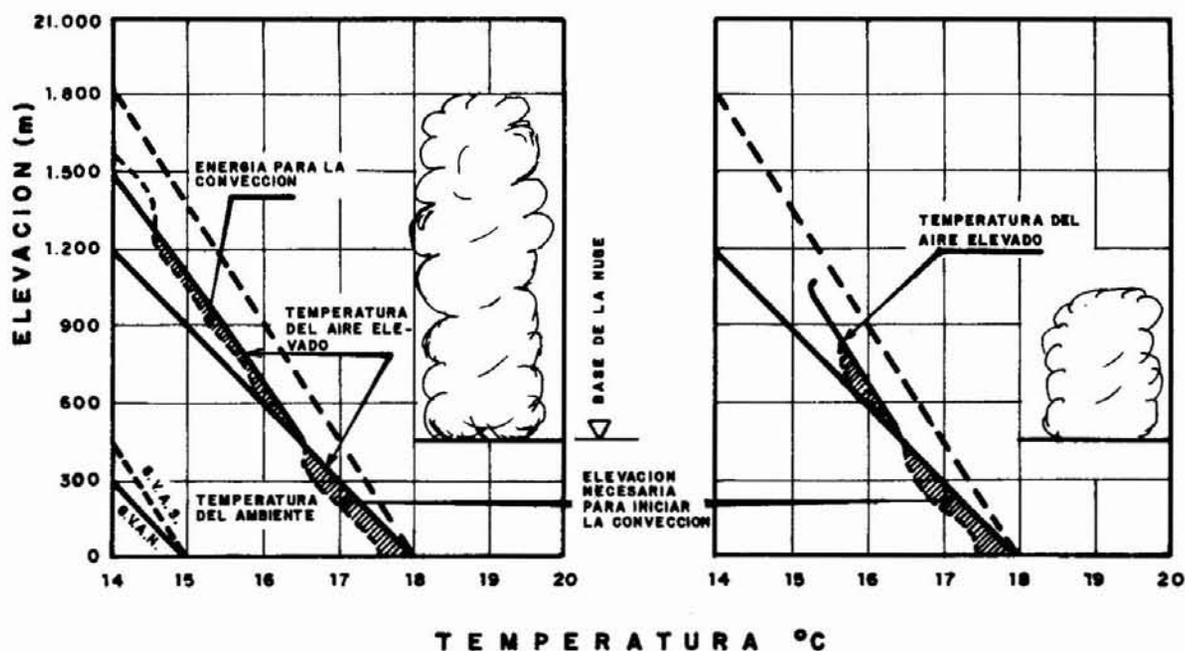


Quando $G.V.A.N. > G.V.A. > G.V.A.S.$ el aire es estable mientras permanece no saturado pero se hace inestable al saturarse. Se dice entonces que el aire es condicionalmente inestable y es estable hasta el nivel de condensación donde se forman las nubes. Sobre este nivel es inestable y como aire saturado continúa elevándose por toda la profundidad de inestabilidad condicional.

Una cadena de montañas puede actuar entonces como disparador sobre una corriente de aire condicionalmente inestable; si la obliga a elevarse suficientemente, se forma una nube en el nivel de condensación. Esta nube continúa creciendo hasta que el gradiente vertical de temperatura sea menor que el $G.V.A.S.$ Esta condición puede producir las lluvias.

Diagramas Termodinámicos. La distribución de temperatura y humedad en la atmósfera se puede obtener con radiosondas.

La distribución vertical de temperatura y de humedad se grafican en un diagrama en el cual también se muestran los gradientes verticales adiabáticos de temperatura secos y saturados (G.V.A.S. y G.V.A.N). Los gradientes ambientales pueden entonces compararse con G.V.A.S. y G.V.A.N. y así es timar rápidamente la inestabilidad del aire.

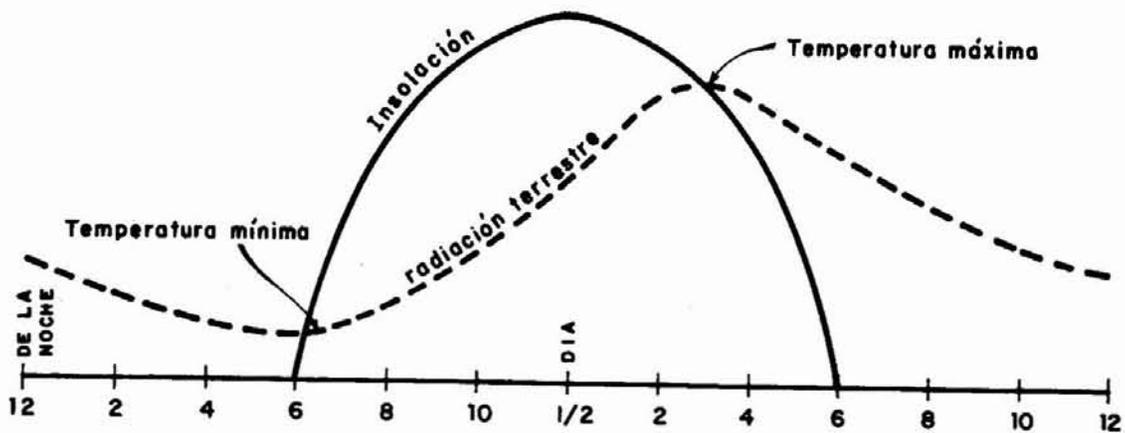


En el primer caso las nubes crecen desde el nivel de condensación hasta que se agota la energía disponible, la cual es proporcional al área sombreada entre las dos curvas.

En el segundo caso el aire posee un gradiente vertical ambiental más estable produciendo menos energía cuando se eleva. En este caso una nube poco profunda resulta cuando el aire llega al nivel de condensación.

Variación de la Temperatura con el Tiempo. La temperatura del aire tiene una variación diaria similar a la de la radiación, pero con un retraso de media a dos horas dependiendo de si se consideran estaciones oceánicas o terrestres. Por ésto, a menos que existan cambios de tiempo signifi

cativos, la temperatura mínima ocurre poco tiempo después de la salida del sol y la máxima después del mediodía. El movimiento local de los aires, pue de tener influencia especialmente en la costa donde el máximo ocurre generalmente en la mañana antes de producirse la brisa que refresca en la tarde.



La presencia de nubes reduce la cantidad de radiación que llega a la tierra e igualmente reduce la cantidad de radiación reflejada. Por esta razón existe un rango menor de temperaturas en días nublados. La humedad atmosférica alta tiene un efecto similar.

La curva de temperaturas mensuales del aire se retarda cerca de un mes con respecto al de la radiación, por esta razón, el mes más cálido y el más frío ocurren un mes después de los solsticios de diciembre y junio. Usualmente el retardo es mayor en la costa que tierra adentro.

