

SERIE PUBLICACIONES MISCELANEAS No. 531

ISSN-0534-5391



**INSTITUTO INTERAMERICANO DE
COOPERACION PARA LA AGRICULTURA**

**ELEMENTOS
DE
AGROCLIMATOLOGIA**



**OFFICE DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE
OUTRE - MER (FRANCIA)**

1984

INSTITUTO INTERAMERICANO DE COOPERACION PARA LA AGRICULTURA

ORSTOM (FRANCIA)

ELEMENTOS DE AGROCLIMATOLOGIA

Jean-Paul LHOMME
Especialista en Agroclimatología

Con la colaboración del
Ing. Agr. Oscar E. ROJAS

Setiembre 1984

San José, Costa Rica

CONTENIDO

	<u>Página</u>
<u>INTRODUCCION</u>	1
<u>I. GENERALIDADES</u>	
1. <u>El determinismo astronómico del clima</u>	
1.1 Los movimientos de la Tierra	3
1.2 Las latitudes singulares	5
1.3 La duración del día	6
1.4 La radiación solar en la cúspide de la atmósfera ...	10
2. <u>Características generales del aire atmosférico</u>	
2.1 Composición de la atmósfera	11
2.2 El perfil térmico vertical de la atmósfera	13
2.3 La presión atmosférica	13
2.4 Los movimientos dentro de la atmósfera	15
3. <u>La humedad del aire</u>	
3.1 La ecuación de Estado de los gases	17
3.2 La ley de Dalton	17
3.3 Vaporización y saturación	18
3.4 Caracterización del aire húmedo	20
<u>II. LAS RADIACIONES</u>	
1. <u>Las leyes generales de las transferencias por radiación</u>	
1.1 Generalidades	23
1.2 La luminancia, la emitancia y la ley de Lambert	24
1.3 Intercambio de calor por radiación: fórmula de Bouguer	25
1.4 Las leyes de emisión del cuerpo negro	26
1.5 Emisión y absorción de los cuerpos naturales	29
2. <u>Las radiaciones naturales</u>	
2.1 La atenuación de la radiación solar por la atmósfera	29
2.2 Los diferentes tipos de radiaciones naturales	30

Página

2.3	El balance de radiación a nivel del suelo	33
2.4	Estimación de los diferentes términos del balance de radiación	33

III. LAS TRANSFERENCIAS HIDRICAS Y TERMICAS EN EL SUELO

1.	<u>Propiedades físicas del suelo</u>	
1.1	Lo que representa el suelo	37
1.2	Textura y estructura	37
1.3	El contenido en agua del suelo	38
1.4	El estado del agua en el suelo	39
2.	<u>Aspectos dinámicos del agua del suelo</u>	
2.1	La ecuación de la circulación	41
2.2	Infiltración y redistribución	42
2.3	La extracción del agua del suelo	44
2.4	La reserva hídrica del suelo	45
3.	<u>Las transferencias térmicas en el suelo</u>	
3.1	Sus características	45
3.2	Las leyes de la propagación del calor	46
3.3	La variación diaria de la temperatura en el suelo ..	47

IV. LA EVAPOTRANSPIRACION Y OTRAS TRANSFERENCIAS CONVECTIVAS

1.	<u>Leyes generales de la convección</u>	
1.1	Definiciones	51
1.2	Las leyes de la difusión turbulenta	52
1.3	Las transferencias naturales a nivel del suelo	53
2.	<u>Aspectos teóricos de la evapotranspiración</u>	
2.1	Definición	54
2.2	Evapotranspiración y balance de energía	54
2.3	Formulación de la evapotranspiración	56
3.	<u>Aspectos prácticos de la evapotranspiración</u>	
3.1	Terminología clásica	58

	<u>Página</u>
3.2 Los conceptos recientes	58
3.3 Medida de la evapotranspiración	59
3.4 Las fórmulas climáticas	62
V. <u>LOS ELEMENTOS DEL CLIMA Y SUS MEDICIONES</u>	
1. <u>Características del aire</u>	
1.1 La temperatura del aire	65
1.2 La humedad del aire	66
1.3 Dirección y velocidad del viento	71
2. <u>Insolación y radiación solar</u>	
2.1 La duración de insolación	71
2.2 La radiación solar	72
3. <u>Precipitación y evaporación</u>	
3.1 La precipitación	75
3.2 La evaporación	76
VI. <u>METODOS DE ANALISIS EN AGROCLIMATOLOGIA</u>	
1. <u>Procesamiento de la información climática</u>	
1.1 Los datos climáticos	79
1.2 El análisis frecuencial de los datos climáticos	81
2. <u>Métodos de análisis de las condiciones hídricas</u>	
2.1 El balance hídrico climático	85
2.2 El balance hídrico real: un modelo de simulación ..	87

INTRODUCCION

La Agroclimatología constituye una rama de la Climatología que tiene como propósito el estudio del clima en sus relaciones con la producción vegetal y la agricultura en general. Los estudios agroclimatológicos se basan generalmente en la información histórica constituida por los datos meteorológicos de observación, registrados a nivel de la red meteorológica, y tienden a mejorar la planificación de las operaciones agrícolas.

En los seis capítulos de este documento procuramos presentar algunos elementos básicos y fundamentales de la Agroclimatología, sin pretender cubrir todos sus aspectos. Después de un capítulo de generalidades en que se presenta el determinismo astronómico del clima y las características más relevantes de la atmósfera, se detalla en los tres capítulos siguientes los fenómenos físicos que rigen las transferencias radiativas, térmicas e hídricas a nivel del medio que rodea las plantas (capa superior del suelo y zona inferior de la atmósfera). En el quinto capítulo se describen los diferentes aparatos de medida utilizados a nivel de la red meteorológica y cuyos datos sirven para los estudios agroclimáticos. En fin, en el último capítulo se presentan algunos métodos de análisis, haciendo hincapié en el balance hídrico y sus diferentes componentes, ya que en las regiones tropicales el factor hídrico es generalmente el elemento limitante y realmente determinante del rendimiento de los cultivos.

CAPITULO I

GENERALIDADES

1. EL DETERMINISMO ASTRONOMICO DEL CLIMA

1.1 Los movimientos de la Tierra

La Tierra es una esfera de 40.000 km de circunferencia que gira sobre sí misma de oeste a este alrededor de un eje que se llama eje de los polos. La duración de una rotación es de 24 horas siderales. El plan perpendicular al eje de los polos y que pasa por el centro de la Tierra se llama plano del ecuador; su intersección con la superficie de ésta determina un gran círculo que se llama ecuador terrestre. El ecuador divide la esfera terráquea en dos hemisferios: el hemisferio norte o boreal y el hemisferio sur o austral. Se llama meridiano de un lugar el plano determinado por la vertical del lugar y el eje de los polos. Cuando el sol pasa por el meridiano, es mediodía para este lugar.

La Tierra gira alrededor del sol recorriendo una órbita elíptica, de cuyos focos el sol ocupa uno. La duración de esta circunvolución es de 365 días y 1/4. El plano de la órbita terrestre se llama plano de la eclíptica. Hace un ángulo constante de $23^{\circ}27'$ con el plano del ecuador terrestre pues el eje de los polos queda siempre paralelo a sí mismo en el transcurso de su movimiento alrededor del sol (véase Fig. 1).

La declinación del sol, es decir el ángulo que hace el sol con el plano del ecuador, toma todos los valores comprendidos entre $-23^{\circ}27'$ y $+23^{\circ}27'$, siendo alcanzados estos dos valores extremos en los solsticios de diciembre (21 de diciembre) y de junio (21 de junio) (véase Fig. 2).

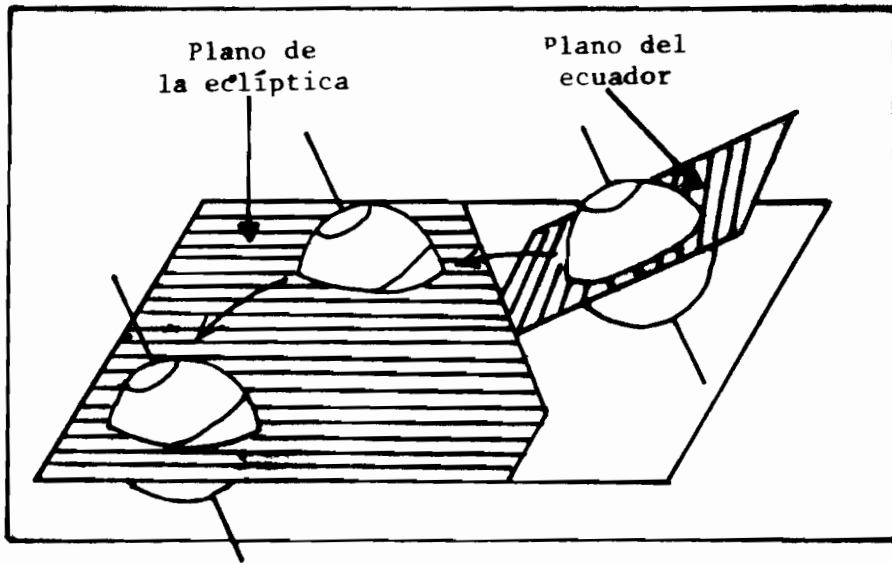


Fig. 1 - Posición respectiva del plano del ecuador y del plano de la eclíptica.

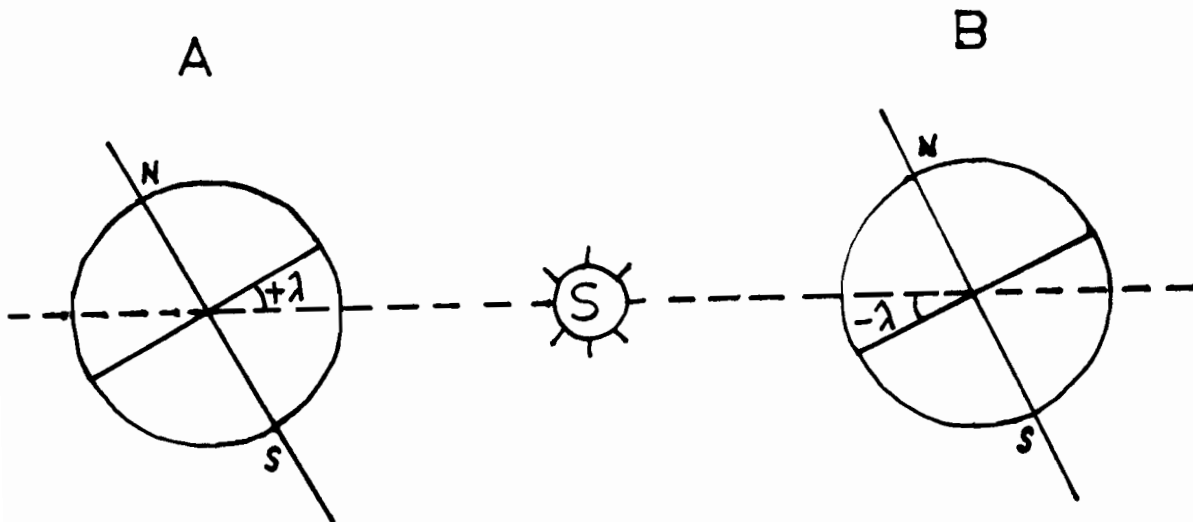


Fig. 2 - Posición de la Tierra respecto al sol en el solsticio de diciembre (A) y en el solsticio de junio (B)
 $\lambda = 23^{\circ}27'$

1.2 Las latitudes singulares

La latitud de un lugar es el ángulo formado por la vertical del lugar con el plano del ecuador. El hecho de que existe un ángulo constante entre el plano del ecuador y el de la eclíptica tiene como consecuencia la existencia de algunas latitudes particulares con un gran impacto climático.

a. Los trópicos

Los trópicos constituyen los límites norte y sur de la zona terrestre donde el sol puede pasar al cenit (punto del hemisferio celeste que corresponde verticalmente a un punto de la Tierra). Las latitudes de los trópicos son definidas por el valor máximo de la declinación solar, es decir $23^{\circ}27'$. El trópico del norte (o de Cáncer) tiene el sol a su cenit a mediodía en el solsticio de junio, el trópico del sur (o de Capricornio) lo tiene en el solsticio de diciembre. En el ecuador, el sol pasa por el cenit a mediodía dos veces por año, en los equinoccios cuando su declinación vale cero, es decir el 20 de marzo y el 22 de setiembre.

b. Los círculos polares

Los círculos polares son los paralelos para los cuales la altura del sol encima del horizonte es nula a mediodía en el solsticio de invierno (Fig. 3). En el solsticio de diciembre, cuando el sol se encuentra perpendicular al suelo a mediodía en el trópico de Capricornio, éste es tangente al horizonte en un punto situado 90° más alto, es decir a $90^{\circ}-23^{\circ}27' = 66^{\circ}33'$ de latitud norte. $66^{\circ}33'$ constituye pues la latitud de los círculos polares.

En los polos el año se encuentra dividido en dos períodos de seis meses: uno durante el cual el sol no se pone, otro durante el cual no aparece. Entre los círculos polares y los

polos el año está dividido en cuatro períodos: un período de día continuo, un período de noche continua y, entre los dos, dos períodos en que el sol aparece y se pone como en el resto del mundo.

1.3 La duración del día

Se calcula la duración del día a partir de una fórmula muy general de astronomía que relaciona la altura del sol encima del horizonte h (ángulo que forma la dirección del sol con el plano horizontal del lugar considerado), la latitud del lugar considerado φ , la declinación del sol δ y el ángulo horario H (ángulo que forma el sol con el plano meridiano, es decir, el plano perpendicular al plano horizontal en la dirección de los polos). Esta fórmula es la siguiente:

$$\text{sen } h = \text{sen } \varphi \cdot \text{sen } \delta + \text{cos } \varphi \cdot \text{cos } \delta \cdot \text{cos } H \quad (1)$$

Teóricamente el sol es visible únicamente cuando el ángulo h es positivo ($h > 0$), pero a consecuencia del fenómeno de refracción atmosférica el sol ya es visible cuando h vale $R = -36'36''$. Por consiguiente, para alcanzar su culminación en el plano meridiano, el sol recorre desde su aparición el arco definido por:

$$H_0 = \text{Arc cos } (-\text{tg } \varphi \cdot \text{tg } \delta + \text{sen } R / \text{cos } \varphi \cdot \text{cos } \delta) \quad (2)$$

La duración del día N es igual al doble del tiempo que tarda el sol para recorrer el arco H_0 . Multiplicando por el factor que permite pasar de los radianes a las horas y décimas de hora (correspondiendo 2π radianes a 24 horas) se obtiene:

$$N = 7,64 \text{ Arc cos } (-\text{tg } \varphi \cdot \text{tg } \delta - 0,0106 / \text{cos } \varphi \cdot \text{cos } \delta) \quad (3)$$

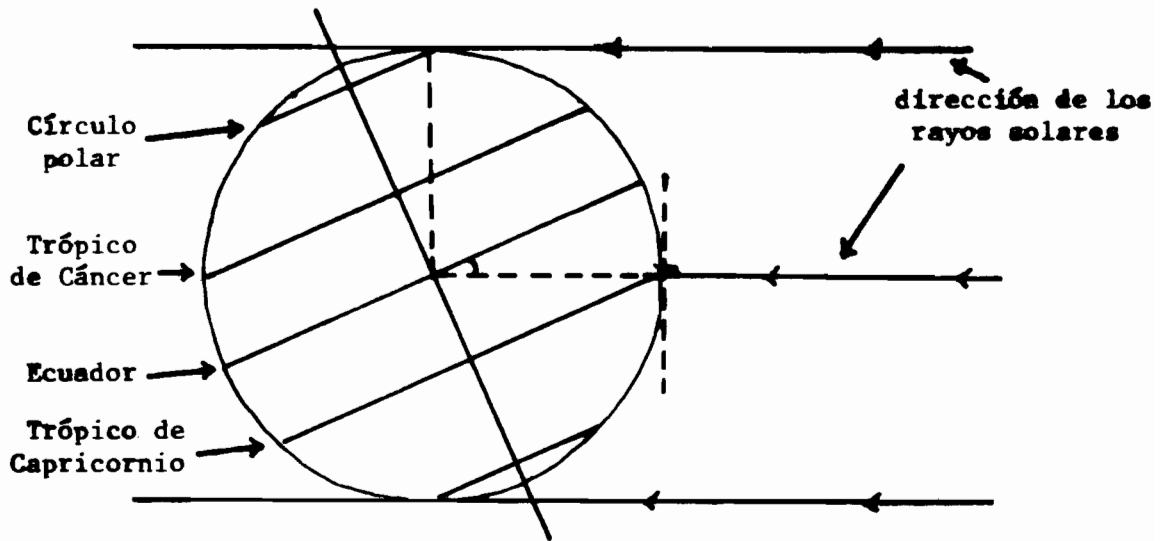


Fig. 3 - Posición de la Tierra respecto a los rayos solares en el solsticio de diciembre.

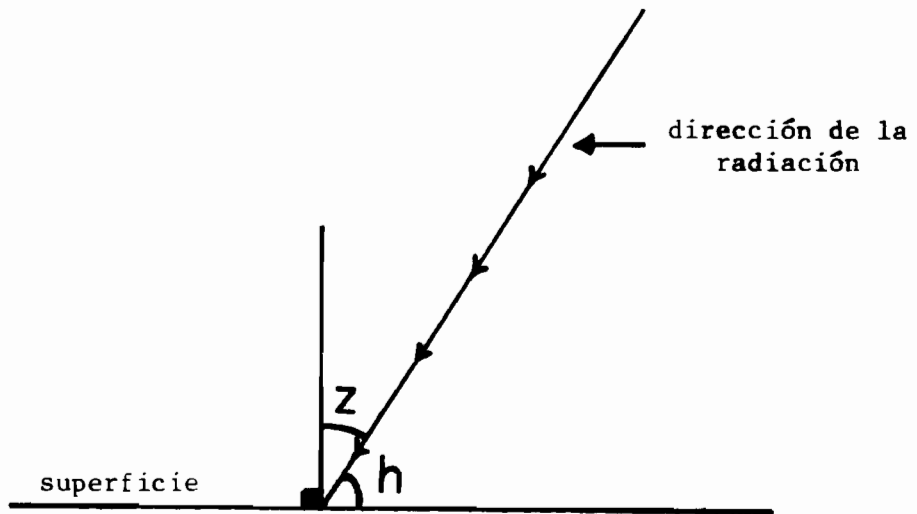


Fig. 4 - Angulo de incidencia (z) y ley de Lambert.

La declinación solar δ se puede calcular mediante la fórmula siguiente que da una aproximación suficiente para la mayoría de las aplicaciones bioclimáticas:

$$\delta = 0,410 \cdot \text{sen} (2J/365 - 1,405) \quad (4)$$

J es el número del día (de 1 a 365) y δ se expresa en radianes.

El siguiente cuadro presenta algunos valores de la duración del día (valores expresados en horas y décimas) para el hemisferio norte en función del mes y de la latitud):

Cuadro No. 1

Duración del día (en horas y décimas) para el Hemisferio Norte
en función del mes y de la latitud

	15 I	15 II	15 III	15 IV	15 V	15 VI	15 VII	15 VIII	15 IX	15 X	15 XI	15 XII
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
10°	11,6	11,8	12,1	12,3	12,6	12,7	12,7	12,5	12,2	11,9	11,7	11,6
20°	11,1	11,5	12,0	12,6	13,1	13,3	13,2	12,8	12,3	11,7	11,2	10,9
30°	10,4	11,3	12,0	12,9	13,7	14,1	13,9	13,2	12,3	11,5	10,6	10,2
40°	9,7	10,7	11,9	13,2	14,4	15,0	14,7	13,8	12,5	11,2	10,0	9,4
50°	8,6	10,1	11,8	13,8	15,4	16,3	15,9	14,5	12,7	10,8	9,1	8,1
60°	6,7	9,2	11,7	14,6	17,2	18,8	18,1	15,7	12,9	10,2	7,6	5,9

A nivel del ecuador, la duración del día es siempre la misma en el transcurso del año, pero a 60°N (latitud de Leningrado) el día es tres veces más largo en junio que en diciembre.

1.4 La radiación solar en la cúspide de la atmósfera

El flujo de radiación recibido por una superficie es directamente proporcional al coseno del ángulo de incidencia de la radiación z (o al seno del ángulo complementario h) (véase Fig. 4). Eso constituye una de las leyes de Lambert (véase Capítulo II). Si E_0 representa la "constante solar", es decir el flujo de radiación recibido en la cúspide de la atmósfera por unidad de superficie perpendicular a los rayos solares, el flujo recibido sobre una superficie horizontal valdrá:

$$E = E_0 \cdot \cos z = E_0 \cdot \sin h \quad (5)$$

La energía solar R_{g_0} recibida durante un día entero se escribe:

$$R_{g_0} = E_0 \int_{h > 0}^{\wedge} \sin h \cdot dh \quad (6)$$

fórmula que corresponde a la integración del flujo de radiación recibido durante la fase diurna (sol encima del horizonte: $h > 0$). Siendo H_0 el ángulo horario que corresponde a la mitad del día legal, tendremos:

$$R_{g_0} = 2 E_0 \int_0^{H_0} (\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos H) \cdot dH \quad (7)$$

sea:

$$R_{g_0} = 2 E_0 (H_0 \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin H_0) \quad (8)$$

con:

$$H_0 = \text{Arc cos } (-\text{tg } \varphi \cdot \text{tg } \delta)$$

ignorando el término correctivo debido a la refracción atmosférica. La "constante solar" E_0 en realidad no es una constante, ya que cambia según el valor de la distancia Tierra-Sol. Una fórmula de aproximación en función del número J del día del año se escribe así:

$$E_0 = 1910 [1 + 0,0334 \cos(0,0172 J)] \quad (9)$$

con E_0 expresado en $J \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{radián}^{-1}$ para obtener R_{g0} en $J \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}$.

La Figura 5 presenta el diagrama de la radiación solar diaria R_{g0} en la cúspide de la atmósfera en función de la latitud y del mes del año.

2. CARACTERISTICAS GENERALES DEL AIRE ATMOSFERICO

2.1 Composición de la atmósfera

El aire atmosférico es una mezcla de aire seco y de vapor de agua. El aire seco es también una mezcla de varios gases cuyas proporciones son prácticamente constantes en las capas bajas de la atmósfera. Esta mezcla consta de:

- nitrógeno (N_2): 78% de la composición en volumen
- oxígeno (O_2): 21% de la composición en volumen.
- argón (A): 0,9% de la composición en volumen

El contenido en anhídrido carbónico (CO_2) o dióxido de carbono es muy variable y aumenta, en particular, con la actividad industrial (0,03% es el valor generalmente considerado). Se encuentran también numerosos gases raros (Ne, He, Kr, H_2 , etc.), pero en proporciones muy débiles.

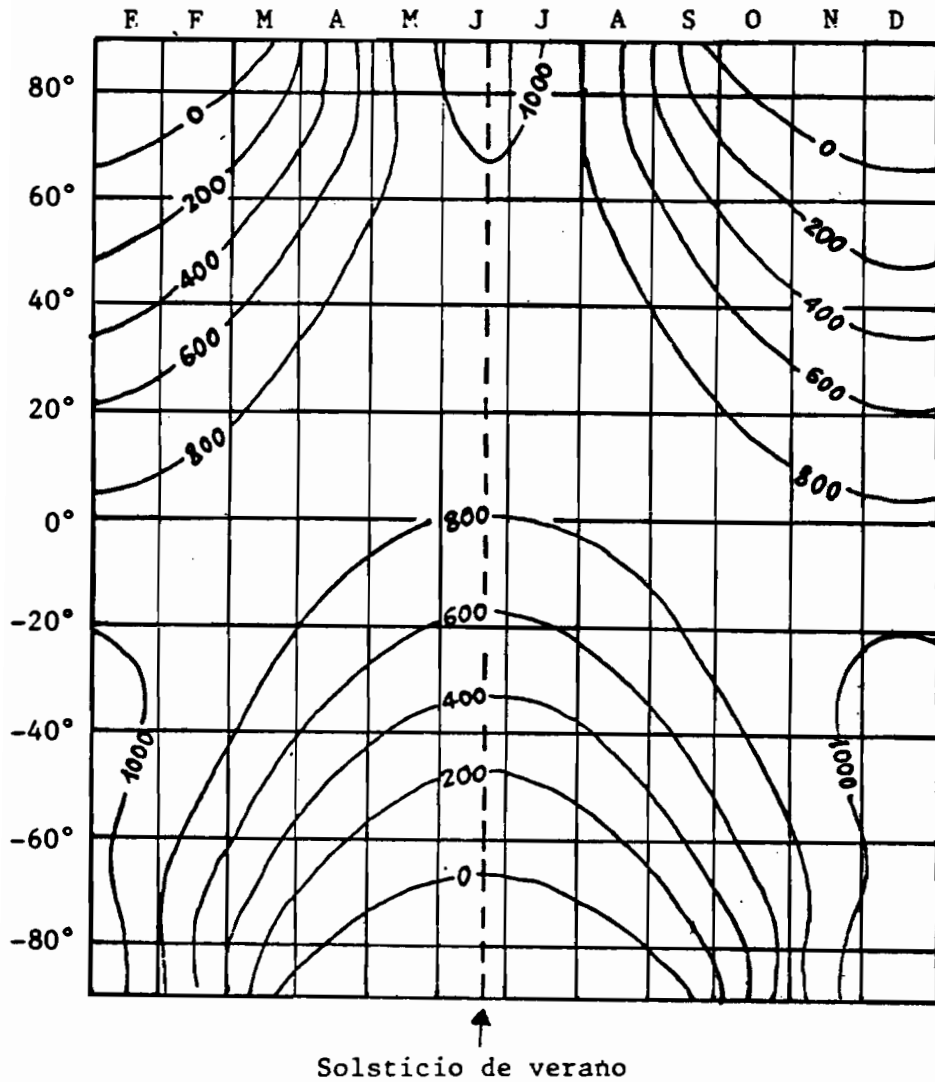


Fig. 5 - Diagrama que presenta la Radiación solar diaria R_{g0} en la cúspide de la atmósfera (expresada en calorías por centímetro cuadrado) en función de la latitud y del mes del año.

Además de estos gases, figura, en suspensión en el aire, un número considerable de partículas microscópicas de origen mineral o vegetal (cristales de sal marina, granos de polvo o de polen, etc.). Estos corpúsculos desempeñan un papel muy importante en los fenómenos de condensación del vapor de agua y de formación de las nubes.

2.2 El perfil térmico vertical de la atmósfera

Se definen las diferentes regiones de la atmósfera a partir de su perfil térmico vertical (véase Fig. 6). De la superficie terrestre hasta alrededor de 12 km, la temperatura baja con la altitud de $0,5^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros aproximadamente. Esta capa se llama troposfera. Contiene mucho vapor de agua y agua líquida que constituye las nubes. Encima de la troposfera se encuentra la estratosfera, en donde la temperatura aumenta con la altitud. Este aumento de temperatura es provocado por la presencia de ozono (O_3) que absorbe las radiaciones ultravioletas emitidas por el sol. La temperatura alcanza aproximadamente 0°C en la cúspide de esta capa que se llama estratopausa a alrededor de 50 km de altitud, luego la temperatura vuelve a bajar. Entre la troposfera y la estratosfera se encuentra una zona de transición, la tropopausa, cuya temperatura avicina -50°C . Esta capa de inversión térmica sube regularmente de 8 hasta 17 km del polo hacia el ecuador.

En la cercanía inmediata a la superficie terrestre los gradientes térmicos verticales son muy variables y dependen mucho de la naturaleza de la superficie y de la intensidad de la radiación solar (en particular del ritmo estacional y diario).

2.3 La presión atmosférica

Se suele considerar 1013 milibares (1 milibar vale 100 pascales) como el valor normal de la presión atmosférica a nivel del mar. Esta presión no es constante ya que varía en el tiempo y en el espacio. Existen regiones en donde la presión a nivel del suelo

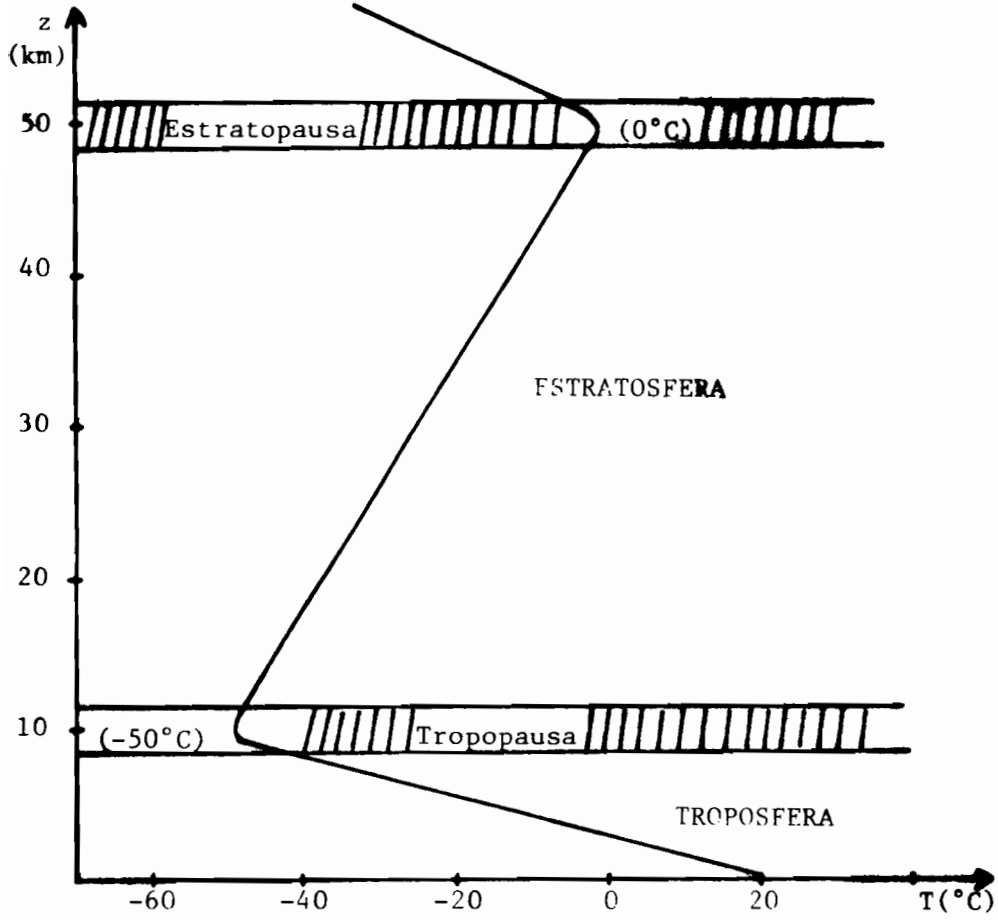


Fig. 6: Perfil térmico vertical de las regiones inferiores de la atmósfera

es relativamente débil, a las cuales se les llama depresiones o ciclones, y regiones donde es relativamente alta, los anticiclones. La distribución horizontal de las presiones juega un papel fundamental en meteorología porque da origen a los movimientos atmosféricos horizontales, es decir, a los vientos.

Verticalmente la presión decrece muy rápidamente. En las capas bajas de la atmósfera disminuye de 1 mb cada 8 metros.

2.4 Los movimientos dentro de la atmósfera

Se distinguen dos categorías de movimiento dentro de la atmósfera: los movimientos verticales y los desplazamientos laterales. Los primeros son los fenómenos de ascendencia y de subsidencia; a los segundos se les llama vientos. En efecto, se puede considerar el viento como un movimiento de aire aproximadamente horizontal, salvo en las regiones montañosas donde el relieve ejerce una influencia importante.

El viento es el resultado de dos fuerzas: una fuerza de presión, debida al gradiente horizontal de presión, que tiende a hacer circular el aire de los anticiclones hacia las depresiones, y una fuerza de inercia, llamada de Coriolis, debida a la rotación de la Tierra, que tiene como efecto desviar los vientos de su trayectoria inicial, impidiendo que los anticiclones se vacíen y que las depresiones se llenen (véase Fig. 7).

La dirección de los vientos sigue la regla empírica enunciada por Buys-Ballot: un observador en el hemisferio norte dirigido en el sentido del movimiento del viento tiene siempre a su derecha las altas presiones y a su izquierda las bajas presiones; en el hemisferio sur sucede lo contrario, las altas presiones se encuentran a su izquierda y las bajas presiones a su derecha, respecto al sentido del viento.

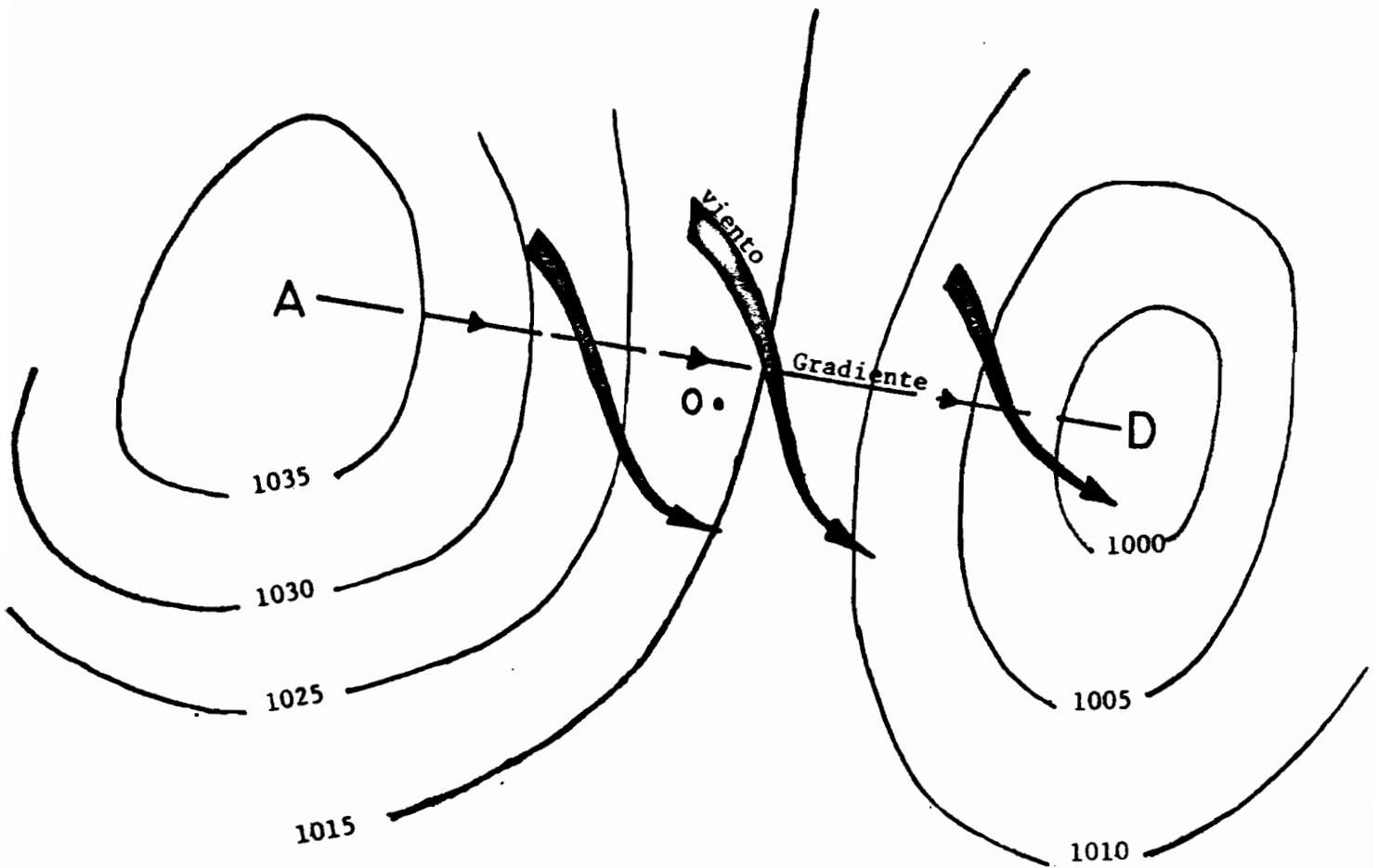


Fig. 7 - Desviación de los vientos de superficie en el hemisferio norte (el observador se encuentra en O)

3. LA HUMEDAD DEL AIRE

3.1 La ecuación de Estado de los gases

El aire atmosférico se comporta como un gas perfecto. Como tal, sigue un cierto número de leyes y, en particular, verifica la ecuación de Estado que relaciona los tres parámetros que caracterizan el estado de una masa m de gas: su presión P , su temperatura T y su volumen V :

$$P \cdot V = (m/M) \cdot R \cdot T \quad (10)$$

R es la constante de los gases perfectos que equivale a 8,32 en el sistema internacional; es decir, cuando P es expresado en pascal, T en kelvin y V en metros cúbicos. M es la masa molar del gas considerado que vale 29 gramos en el caso del aire seco y 18 gramos en el caso del vapor de agua.

Al dividir los dos miembros de esa ecuación por el volumen V , se obtiene una expresión de la masa volúmica ρ :

$$\rho = m/V = M \cdot P/R \cdot T \quad (11)$$

La masa volúmica del aire seco, a 27°C y bajo una presión de 1 atmósfera (1013 mb), vale: $\rho_a = 1,16 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

3.2 La ley de Dalton

El aire seco y el vapor de agua son considerados ambos como gases perfectos. Su mezcla sigue la ley de Dalton que se formula así: la presión total de una mezcla de gases que ocupa un volumen V , a una temperatura T , es la suma de las presiones parciales de los gases que constituyen la mezcla, siendo la presión parcial de un gas la presión a la cual estuviera el gas considerado si ocupara por sí solo todo el volumen ocupado por la mezcla a la misma

temperatura. Por lo tanto, la presión atmosférica es la suma de las presiones parciales del aire seco (p_a) y del vapor de agua (p):

$$P_A = p_a + p \quad (12)$$

Esta relación es válida cuando no hay equilibrio entre las fases gaseosa y líquida, es decir, hasta que el vapor de agua alcance la saturación.

3.3 Vaporización y saturación

Para pasar del estado líquido al estado de vapor, el agua necesita un aporte de calor: a eso se le llama calor latente de vaporización notado L . A 25°C y bajo la presión atmosférica normal L vale $2440 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$. Por consiguiente, toda evaporación de agua en la atmósfera, sea a la superficie de una capa de agua (mar, lago, etc.), sea a nivel de una cobertura vegetal, va a necesitar una absorción de energía.

Cuando se vaporiza agua dentro del vacío o dentro de otro gas (aire seco por ejemplo), la presión de vapor aumenta progresivamente hasta que alcanza un umbral, donde aparecen pequeñas gotitas de agua y donde cualquier nueva cantidad de agua introducida ya no se vaporiza: la presión de vapor de agua se mantiene constante. Se dice que el vapor está en equilibrio con el agua líquida o que el vapor está saturante. La presión correspondiente se llama presión de vapor saturante o presión máxima del vapor de agua. La experiencia enseña que esa presión depende únicamente de la temperatura de la cual es una función creciente. De ninguna manera depende de la presencia o ausencia de otros gases, tales como el aire seco, por ejemplo.

La Figura 8 muestra la variación de la presión máxima de vapor de agua P en función de la temperatura T entre 0 y 50°C . Para obtener el valor de P que corresponde a una temperatura dada se

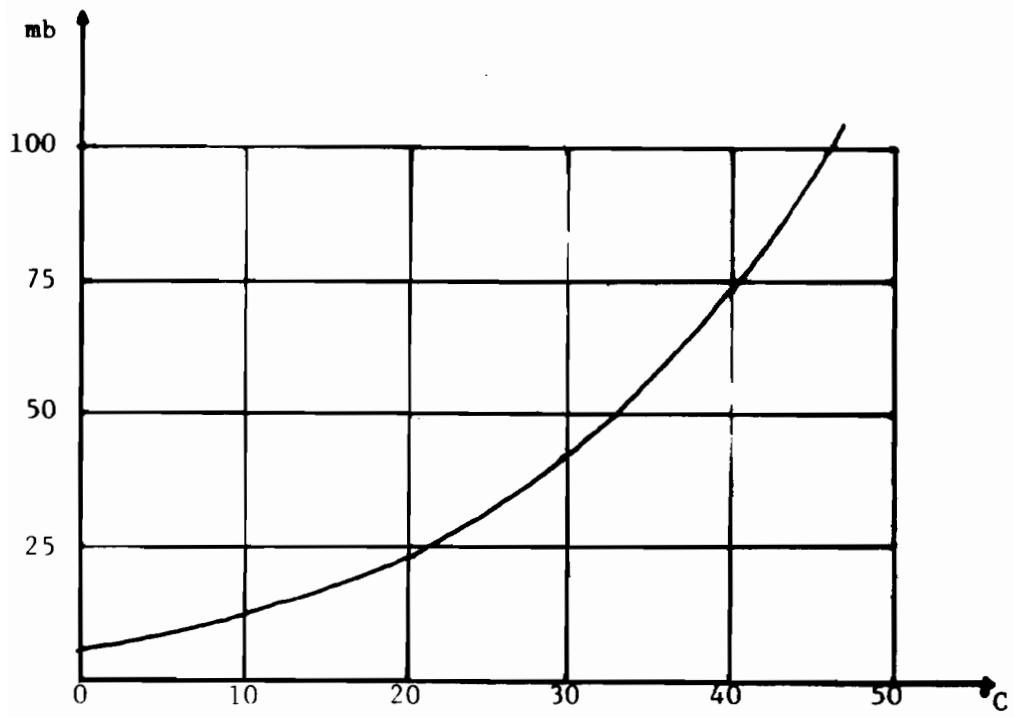


Fig. 8 - Presión máxima de vapor de agua en función de la temperatura

utilizan tablas o fórmulas. La fórmula más utilizada entre 0 y 40°C es la de Tetens que se escribe:

$$P(T) = 611 \cdot \exp [17,25 \cdot T / (237,3 + T)] \quad (13)$$

P se expresa en pascales y T en grados Celsius.

3.4 Caracterización del aire húmedo

El aire de la atmósfera contiene siempre y en todas partes una cierta cantidad de vapor acuoso que proviene de la evaporación del agua esparcida por la superficie del globo. Esta cantidad puede ser caracterizada y medida de varias maneras.

a. La humedad absoluta θ

Representa la cantidad de vapor acuoso contenido en la unidad de volumen de aire en condiciones ambientales. Se expresa generalmente en gramos por metro cúbico ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$). Según la ecuación de Estado podemos escribir:

$$\theta = m_v / V = (M_v / RT) \cdot p \quad (14)$$

siendo M_v la masa molar del vapor acuoso y p su presión parcial. A una temperatura dada existe una relación constante entre la humedad absoluta θ y la presión parcial de vapor p.

b. La humedad relativa H

Es definida como el cociente, expresado en porcentaje, de la cantidad de vapor de agua que se encuentra en la atmósfera en un momento determinado por la que debería encontrarse para saturarla. Si Θ indica la cantidad en $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ necesaria para la saturación y $P(T)$ la presión máxima correspondiente, podremos escribir, teniendo en cuenta la relación 14:

$$H = 100 \cdot (\theta / \Theta) = 100 \cdot p / P(T) \quad (15)$$

Si el aire está seco, $\theta = p = 0$ y H vale 0. Si el aire está saturado $p = P(T)$ y H vale 100. La humedad relativa H es lo que realmente caracteriza el estado higrométrico del aire, particularmente respecto a las sensaciones que nosotros experimentamos de seco y húmedo.

c. La temperatura del punto de rocío T_r

Es la temperatura hasta la cual se debe enfriar el aire húmedo, bajo una presión constante, para alcanzar el equilibrio líquido-vapor, es decir, obtener la condensación y la aparición del rocío. Esta temperatura se encuentra definida por la relación:

$$P(T_r) = p \quad (16)$$

CAPITULO II

LAS RADIACIONES

1. LAS LEYES GENERALES DE LAS TRANSFERENCIAS POR RADIACION

1.1 Generalidades

La radiación es una transferencia de energía por ondas electromagnéticas que se propagan en el vacío a la velocidad constante $c = 300.000 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$. Está compuesta de radiaciones monocromáticas caracterizadas por una longitud de onda λ y una frecuencia ν . Entre c , λ y ν existe la relación: $\lambda = c/\nu$. La luz visible es una forma de radiación de longitud de onda comprendida entre 400 y 700 nm (1 nanómetro vale 10^{-9} metros).

La radiación nace en la superficie de un cuerpo en donde el calor es transformado en radiación electromagnética según las leyes de la termodinámica. Al caer sobre la superficie de otro medio la radiación emitida puede ser reflejada, o transmitida si el medio es transparente, o absorbida, es decir transformada de nuevo en calor. La emisión y la absorción de radiación son dos fenómenos contrarios pero independientes. El resultado de una transferencia de radiación es una transferencia de calor de un cuerpo al otro, pero lo que se propaga no es calor sino ondas electromagnéticas.

Todos los cuerpos en la naturaleza emiten una radiación que es función de su temperatura de superficie. Las leyes que rigen esa emisión son determinadas a partir de las del cuerpo negro, definido como un cuerpo ideal que absorbe todas las radiaciones que recibe, y que emite, a una temperatura determinada, radiaciones con la energía máxima.

1.2 La luminancia, la emitancia y la ley de Lambert

- a. La luminancia energética caracteriza la capacidad que tiene un cuerpo de emitir una radiación en una dirección determinada. Su definición física es la siguiente. El flujo de energía $d^2\phi$ emitido por un elemento de superficie dS dentro de un ángulo sólido $d\Omega$ (cuya dirección hace el ángulo θ con la normal a dS) es proporcional al producto $d\Omega \cdot dS \cdot \cos \theta$. El coeficiente de proporcionalidad L se llama luminancia energética:

$$d^2\phi = L \cdot d\Omega \cdot dS \cdot \cos \theta \quad (1)$$

De la misma manera se define una luminancia energética monocromática o espectral L_λ , que corresponde a la banda $\lambda, \lambda + d\lambda$:

$$d^3\phi = L_\lambda \cdot d\Omega \cdot dS \cdot \cos \theta \cdot d\lambda \quad (2)$$

Cuando L y L_λ son independientes de la dirección de emisión, es decir son las mismas cualquiera que sea esta dirección, se dice que los cuerpos correspondientes tienen una emisión isotrópica. Es el caso del cuerpo negro del cual vamos a hablar y también de la mayoría de los cuerpos que no conducen la electricidad.

- b. La emitancia energética M caracteriza la emisión hemisférica, es decir el flujo de energía $d\phi$ emitido en todas las direcciones por un elemento de superficie dS :

$$d\phi = M \cdot dS \quad (3)$$

El flujo que corresponde a la banda $\lambda, \lambda + d\lambda$ se escribe:

$$d^2\phi_\lambda = M_\lambda \cdot dS \cdot d\lambda \quad (4)$$

Entre la emitancia y la luminancia existe la relación siguiente que resulta de una integración en el ángulo sólido 2π estereoradianes, es decir un hemisferio:

$$M = d\phi/dS = \int_{2\pi} L \cdot \cos \theta \cdot d\Omega \quad (5)$$

- c. Si el cuerpo considerado tiene una emisión isótropa (L y L_λ independiente de la dirección de emisión) entonces tenemos:

$$M = L \int_{2\pi} \cos \theta \cdot d\Omega = \pi \cdot L \quad (6)$$

y en el caso de una radiación monocromática:

$$M_\lambda = \pi \cdot L_\lambda \quad (7)$$

Este resultado constituye la ley de Lambert.

1.3 Intercambio de calor por radiación: fórmula de Bouguer

Consideremos dos elementos de superficie dS_1 y dS_2 distantes de d (véase Figura 1). La dirección dS_1 dS_2 hace el ángulo θ_1 con la normal a dS_1 y el ángulo θ_2 con la normal a dS_2 . El flujo de radiación emitido por dS_1 que cae en dS_2 se escribe:

$$d^2\phi_{12} = L_1 \cdot d\Omega_2 \cdot dS_1 \cdot \cos \theta_1 \quad (8)$$

siendo $d\Omega_2$ el ángulo sólido bajo el cual se ve dS_2 desde dS_1 :

$$d\Omega_2 = dS_2 \cdot \cos \theta_2 / d^2 \quad (9)$$

Por lo tanto tendremos la fórmula siguiente llamada fórmula de Bouguer:

$$d^2\phi_{12} = L_1 \cdot \cos \theta_1 \cdot \cos \theta_2 \cdot dS_1 \cdot dS_2 / d^2 \quad (10)$$

El flujo de energía recibido por unidad de superficie se escribe pues:

$$d^2 \phi_{12}/dS_2 = (L_1 \cdot \cos \theta_1 \cdot dS_1) \cdot \cos \theta_2/d^2 \quad (11)$$

Se ve así que el flujo recibido es directamente proporcional al coseno del ángulo de incidencia θ_2 e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia d . Esta ley es conocida también como ley de Lambert.

A partir de esta última fórmula podemos calcular la luminancia L_1 del sol. El ángulo sólido ω bajo el cual se ve el disco solar desde la Tierra vale aproximadamente $\pi/4 \cdot 10^{-4}$ USI:

$$\omega = dS_1 \cdot \cos \theta_1/d^2 = \pi/4 \cdot 10^{-4}$$

El flujo de energía solar recibida en el nivel superior de la atmósfera sobre una superficie perpendicular a los rayos solares ($\cos \theta_2 = 1$) ha sido medida experimentalmente: es casi una constante llamada "constante solar" que vale aproximadamente: $E_0 = 1400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Por lo tanto tendremos:

$$L_1 = E_0/\omega \approx 1,8 \cdot 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$$

1.4 Las leyes de emisión del cuerpo negro

La luminancia y emitancia espectrales de cualquier cuerpo varían con la temperatura T y la longitud de onda λ . Las leyes que rigen estas variaciones utilizan el cuerpo negro como referencia.

a. Fórmula de Planck

La luminancia espectral L_λ^0 del cuerpo negro sigue una ley establecida de manera teórica por Planck:

$$L_\lambda^0 = M_\lambda^0/\pi = c_1 \cdot \lambda^{-5} / [\exp (c_2/\lambda T) - 1] \quad (12)$$

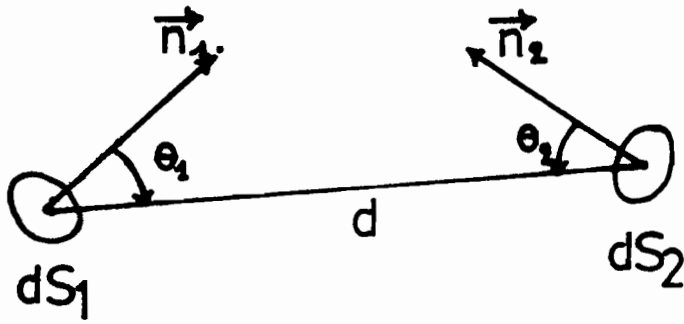


Fig. 1 - Ilustración de la fórmula de Bouguer

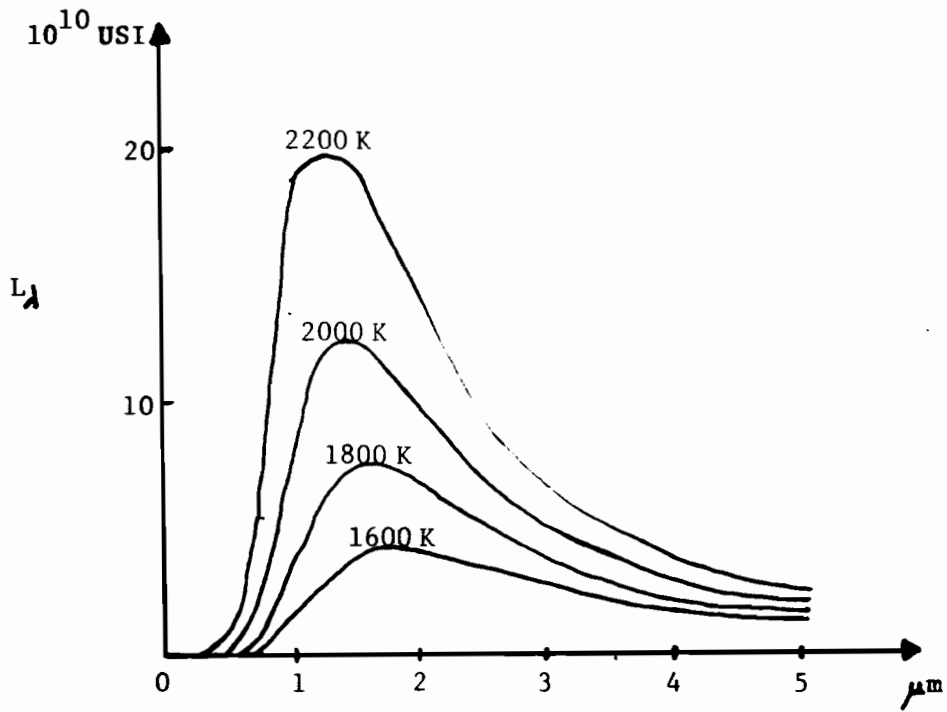


Fig. 2 - Isotermas del cuerpo negro

T representa la temperatura en Kelvin. c_1 y c_2 son dos constantes. La Figura 2 muestra la representación gráfica de esa ley (curvas a T constante = isotermas).

b. Ley de Wien

Las isotermas de la emisión del cuerpo negro presentan un máximo que se puede determinar al derivar L_λ^0 respecto a

λ : $\partial L_\lambda^0 / \partial \lambda = 0$. Si λ_x representa la longitud de onda en μm de emisión máxima tenemos:

$$\lambda_x = 2898/T \quad (13)$$

Este resultado constituye la ley de Wien. Significa que los cuerpos emiten radiaciones cuyas longitudes de onda son tanto más cortas cuanto más elevada es la temperatura de superficie. Se puede demostrar a partir de la fórmula de Planck que la casi totalidad de la energía (96%) es vehiculada por las radiaciones ubicadas dentro de la banda: $\lambda_1 = 0,5 \lambda_x$, $\lambda_2 = 5 \lambda_x$.

c. Ley de Stefan

Por integración de M_λ^0 sobre todas las longitudes de onda del espectro se obtiene la emitancia del cuerpo negro, es decir el flujo de energía emitida en todas las direcciones (un hemisferio) por unidad de superficie:

$$M^0 = \sigma T^4 \quad (14)$$

σ es la constante de Stefan-Boltzmann que vale $5,67 \cdot 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$. Esta ley de emisión según la potencia 4 de la temperatura absoluta fue descubierta primero empíricamente por Stefan y luego confirmada teóricamente por Boltzmann.

1.5 Emisión y absorción de los cuerpos naturales

Los cuerpos que no son negros emiten a la misma temperatura menos energía que el cuerpo negro. Se escribe que su emisión es igual a la del cuerpo negro multiplicada por un factor ϵ ($\epsilon < 1$) que se llama factor de emisión o emisividad:

$$M = \epsilon \cdot M^0 \quad (15)$$

Los cuerpos naturales tampoco absorben toda la energía recibida por radiación como lo hace el cuerpo negro. Se define un factor de absorción a que es el cociente de la energía absorbida por la energía recibida. Para la mayoría de las superficies naturales que no conducen la electricidad, la emisividad en el infrarrojo ϵ es aproximadamente igual al factor de absorción a : $\epsilon \approx a$.

2. LAS RADIACIONES NATURALES

El sol constituye la mayor fuente de energía para la Tierra y da origen a casi todos los fenómenos meteorológicos. Además, la radiación solar actúa directamente de modo esencial sobre la actividad biológica de las plantas.

El sol puede ser considerado como un cuerpo negro cuya temperatura calculada a partir del valor de su emitancia se acerca a 6.000 K. Emite un espectro situado en la banda 0,2 - 3 micrómetros que contiene la luz visible (0,4 - 0,7 μm). En cambio los cuerpos naturales que componen la superficie de la Tierra (tales como la vegetación) y los componentes de la atmósfera emiten en el infrarrojo, entre 3 y 100 μm .

2.1 La atenuación de la radiación solar por la atmósfera

La envoltura gaseosa que constituye la atmósfera terrestre refleja y absorbe una cantidad importante de la radiación solar y reduce así la energía recibida a nivel del suelo. Esta atenuación de los

rayos solares es debida a la acción global de los gases de la atmósfera y de las partículas líquidas y sólidas en suspensión en el aire, y aumenta, por consiguiente, con el espesor de la capa atmosférica atravesada. Este espesor depende a su vez de la inclinación de los rayos solares.

Si los rayos alcanzan la Tierra verticalmente el espesor E de la capa atmosférica atravesada es mínimo (E_0). El espesor aumenta con el ángulo de incidencia de los rayos según la relación:

$$E = E_0 / \text{sen } h$$

siendo h la altura del sol encima del horizonte (véase Fig. 3). La redondez de la Tierra impone de hecho a esa relación un límite de validez que corresponde aproximadamente a $h > 30^\circ$. Para un valor nulo de h , E vale $35,5 E_0$. Así se explica la poca energía que tiene el sol al amanecer o al atardecer cuando se encuentra a poca distancia del horizonte.

2.2 Los diferentes tipos de radiaciones naturales

a. Las radiaciones de longitudes de onda corta

- La radiación global (R_g)

Representa la radiación incidente de ondas cortas (banda $0,2 - 3 \mu\text{m}$) recibida sobre una superficie horizontal y que proviene del cielo entero (ángulo sólido de 2π). Consta de dos tipos de radiaciones: la radiación directa y la radiación difusa.

- La radiación directa (I)

Representa el flujo energético que proviene del ángulo sólido limitado al disco solar y recibido sobre una superficie perpendicular al eje de este ángulo sólido, es decir perpendicular a los rayos solares incidentes.

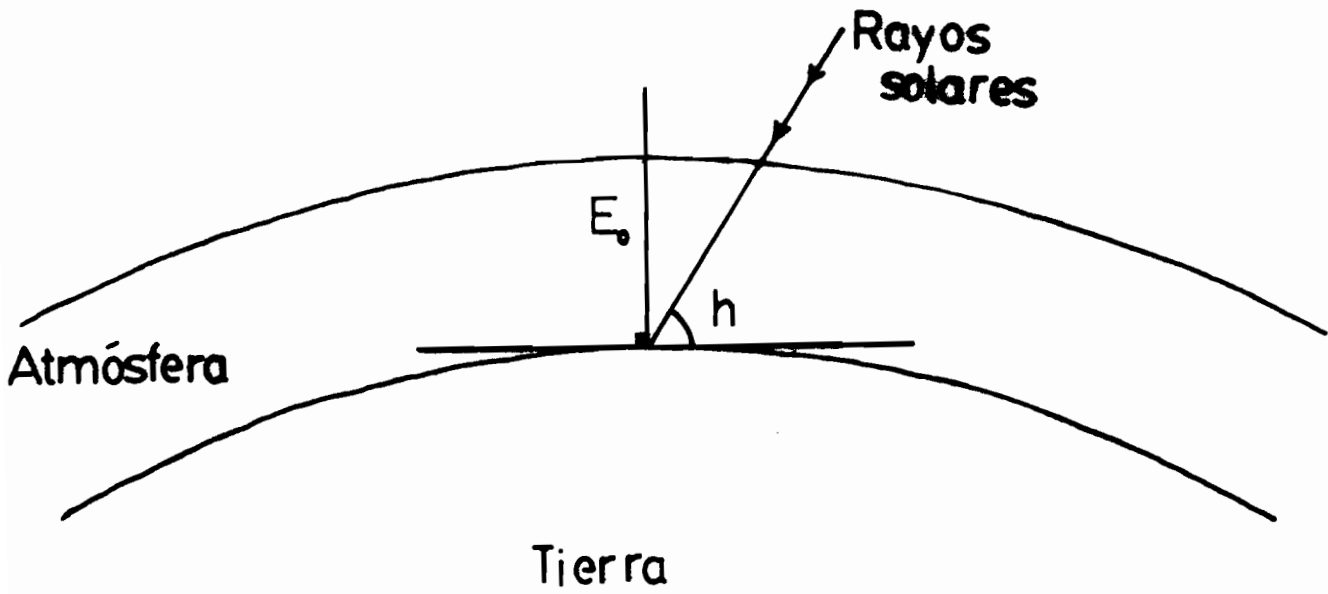


Fig. 3 - Atenuación de la radiación solar por la atmósfera

- La radiación difusa (D)

Representa el flujo energético que proviene de la totalidad del hemisferio celeste con excepción del disco solar y recibido sobre una superficie horizontal. Es la radiación solar directa que ha sido difundida, es decir reflejada en todas las direcciones por las moléculas gaseosas, las gotitas de agua y los aerosoles que componen la atmósfera.

Entre las tres radiaciones, global, directa y difusa, existe la relación siguiente:

$$R_g = I \cdot \text{sen } h + D \quad (16)$$

siendo h la altura del sol encima del horizonte (véase Fig. 3).

b. Las radiaciones de longitudes de onda largas

- La radiación atmosférica (R_a)

Se define como el flujo de radiación de longitudes de onda largas recibido sobre una superficie horizontal y que proviene de la totalidad del hemisferio celeste. Está constituida por la radiación propia de la atmósfera gaseosa, de las nubes y de los aerosoles.

- La radiación terrestre (R_t)

Representa el flujo de radiación emitido en todo el hemisferio celeste por una superficie natural horizontal. Es la emitancia o emisión hemisférica de la superficie considerada. Su valor es dado por la ley de Stefan:

$$M = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (17)$$

siendo T_s la temperatura y ϵ la emisividad de la superficie. Para la mayoría de las superficies naturales ϵ es comprendida entre 0,96 y 1.

2.3 El balance de radiación a nivel del suelo

Una fracción de la radiación global incidente es reflejada por la superficie del suelo en todas las direcciones. El cociente de la radiación global reflejada (R_r) por la radiación global incidente (R_g) se llama albedo de la superficie (notado a): $a = R_r/R_g$. El albedo varía en función de la naturaleza de la superficie y del ángulo de incidencia. Las coberturas vegetales tienen un albedo cuyo valor avicina generalmente 0,20. En cuanto a la radiación atmosférica R_a , las superficies naturales la absorben casi toda: su factor de absorción a en el infrarrojo es igual a su factor de emisión ϵ . Por lo tanto, el balance de radiación o radiación neta (R_n) de una superficie natural horizontal se escribirá:

$$R_n = R_g - R_r + a R_a - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (18)$$

o:

$$R_n = (1 - a) \cdot R_g + \epsilon (R_a - \sigma T_s^4) \quad (19)$$

2.4 Estimación de los diferentes términos del balance de radiación

a. La radiación global

Se puede estimar la radiación global diaria R_g mediante la fórmula de Black a partir de la duración de insolación (brillo solar) n medida por el heliógrafo. Esta fórmula hace intervenir la duración astronómica del día N y la radiación global al nivel superior de la atmósfera que le corresponde R_{g_0} :

$$R_g/R_{g_0} = (a + \beta \cdot n/N) \quad (20)$$

a y β son dos coeficientes calculados estadísticamente, cuyos valores varían según las zonas climáticas. En Europa se utilizan a menudo: $a = 0,18$ y $\beta = 0,55$. En la zona andina, la FAO recomienda $a = 0,29$ y $\beta = 0,42$. N y R_{g_0} son dos parámetros

astronómicos que dependen de la latitud del lugar considerado y del momento del año (véase Capítulo I). Generalmente sus valores se encuentran en tablas (Smithsonian tables).

La utilización de este tipo de relación estadística debe efectuarse con prudencia. El cálculo a partir de un valor aislado puede ser malo; en cambio da buenos resultados si se utilizan promedios que permiten compensar las variabilidades.

b. Las radiaciones atmosférica y terrestre

Como para la radiación global, existen varias fórmulas empíricas que permiten estimar la radiación atmosférica diaria. La más conocida es la de Brunt que se presenta bajo la forma siguiente para un día completamente despejado:

$$R_a = \sigma T^4 (a + b \bar{p}) \quad (21)$$

σ es la constante de Stefan ($4,89 \cdot 10^{-7} \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$)

T la temperatura media del aire en Kelvin

p la presión media de vapor de agua en milibares

a y b representan dos coeficientes empíricos. Se adoptan generalmente los valores siguientes: $a = 0,44$ y $b = 0,079$.

La radiación terrestre diaria procedente del suelo se estima mediante la fórmula:

$$R_t = \sigma T^4 \quad (22)$$

siendo T la temperatura media del aire en Kelvin. El balance de radiación de longitudes de onda larga vale pues:

$$R_{n1} = -\sigma T^4 (0,56 - 0,079 \bar{p}) \quad (23)$$

Generalmente es un término negativo que representa una pérdida de energía por el suelo.

Para tener en cuenta el efecto de la nubosidad se multiplica esta expresión por el término correctivo: $0,1+0,9 \cdot n/N$, siendo n/N la fracción de insolación. Tendremos entonces:

$$Rn_1 = -\sigma T^4 (0,56 - 0,079 \sqrt{p}) (0,1+0,9 n/N) \quad (24)$$

Si se quiere calcular el balance únicamente durante la fase diurna del día hay que cambiar el valor de σ tomando en cuenta el valor de la duración real del día, y utilizar los promedios diurnos de la temperatura T y de la presión p .

CAPITULO III

LAS TRANSFERENCIAS HIDRICAS Y TERMICAS EN EL SUELO

1. PROPIEDADES FISICAS DEL SUELO

1.1 Lo que representa el suelo

El suelo representa la capa exterior de la superficie de la Tierra, alterada en el transcurso del tiempo por procesos físicos, químicos y biológicos. Está constituido por elementos sólidos, líquidos y gaseosos. La fase sólida comprende constituyentes minerales de tamaños y formas variadas y una parte orgánica formada de elementos vivos (raíces, microfauna) y de residuos orgánicos en diversos estadios de degradación. La fase líquida es una solución acuosa (agua y sales minerales) más o menos ligada a la fase sólida del suelo. La fase gaseosa es una mezcla de los gases que constituyen el aire atmosférico (N_2 , O_2 , CO_2 , H_2O).

1.2 Textura y estructura

La textura se refiere al tamaño predominante de las partículas sólidas que constituyen el suelo. Tradicionalmente se dividen estas partículas en tres gamas de tamaño o fracciones texturales (además de las gravas y piedras): arena, limo y arcilla. El diámetro de los elementos de arcilla es inferior a $2 \mu m$, comprendido entre 2 y $20 \mu m$ para el limo y superior a $20 \mu m$ para la arena. La separación de las partículas por gama de tamaño y la determinación de la composición granulométrica son las metas del análisis granulométrico. Se utilizan tamises para separar las partículas gruesas y la sedimentación para las partículas más finas.

La estructura caracteriza la manera con la cual están ensamblados los diversos constituyentes del suelo. Puede variar en el transcurso del tiempo por causas diversas. La forma y el arreglo de

los elementos que constituyen el suelo tienen como consecuencia esencial una porosidad más o menos grande. La porosidad se define como el cociente del volumen no ocupado por la materia sólida por el volumen total. Si V representa el volumen total de la muestra considerada, V_s el volumen ocupado por la materia sólida y $V_v = V - V_s$, la porosidad se escribe:

$$P = V_v/V = 1 - V_s/V \quad (1)$$

1.3 El contenido en agua del suelo

Sean M_s y V_s , M_l y V_l , M_g y V_g la masa y el volumen de cada una de las tres fases de una muestra de suelo, siendo V el volumen total ($V = V_s + V_l + V_g$). La cantidad de agua presente en la muestra puede expresarse en humedad volúmica o en humedad ponderal:

- a. La humedad volúmica se define como el cociente del volumen de agua por el volumen de suelo in situ:

$$\theta_v = V_l/V \quad (2)$$

- b. La humedad ponderal representa el cociente del volumen (o masa) de agua por la masa de suelo seco:

$$\theta_p = V_l/M_s = M_l/M_s \quad (3)$$

θ_v y θ_p se expresan a menudo en forma de porcentaje. Entre θ_v y θ_p existe la relación $\theta_v/\theta_p = d_a$, siendo d_a la densidad aparente del suelo, es decir el cociente M_s/V .

Para comparar el contenido en agua de una capa de suelo de profundidad Δz con la precipitación pluvial es conveniente expresarlo como la lluvia en forma de una altura de agua en milímetros, notada h . h representa pues el espesor de la lámina de agua que se formaría sobre la superficie del suelo si se vertiera sobre ella

toda el agua contenida en la capa de suelo considerada. Si θ_v representa la humedad volúmica media expresada en forma de una fracción de uno, y Δz el espesor de la capa de suelo expresado en milímetros, la altura de la lámina de agua vale en milímetros:

$$h = \theta_v \cdot \Delta z \quad (4)$$

1.4 El estado del agua en el suelo

La noción de humedad no da información sobre el estado del agua en el suelo y de su disponibilidad para las plantas. Se observa, por ejemplo, que una planta se marchita cuando se encuentra en una tierra arcillosa con 15% de agua ponderal (θ_p) mientras que existe un abastecimiento hídrico normal en una arena con la misma humedad. El agua, a cantidades iguales, está retenida con más o menos fuerza, según el tipo de suelo. La retención del agua se debe a dos tipos de fuerza propias a la matriz sólida del suelo: las fuerzas de capilaridad y de adsorción. Estas fuerzas atraen y adhieren el agua al suelo hasta disminuir su presión por debajo de la presión atmosférica normal (véase Fig. 1).

Esto se evidencia por medio de la noción de potencial matricial, notado Ψ_m , que mide la diferencia de presión del agua del suelo con respecto a la presión atmosférica. Cuanto más importantes son las fuerzas de enlace, más grande es la caída de la presión. Esta baja de presión se expresa en bares o en forma de una carga hidráulica en centímetros de agua (1 atmósfera vale 1 013 milibares o 1 033 centímetros de agua) con el signo -. La succión, notada S , representa el potencial matricial cambiándole signo $S = -\Psi_m$. Por consiguiente es un término esencialmente positivo, introducido para permitir un lenguaje en términos positivos. La succión aumenta cuando la humedad disminuye.

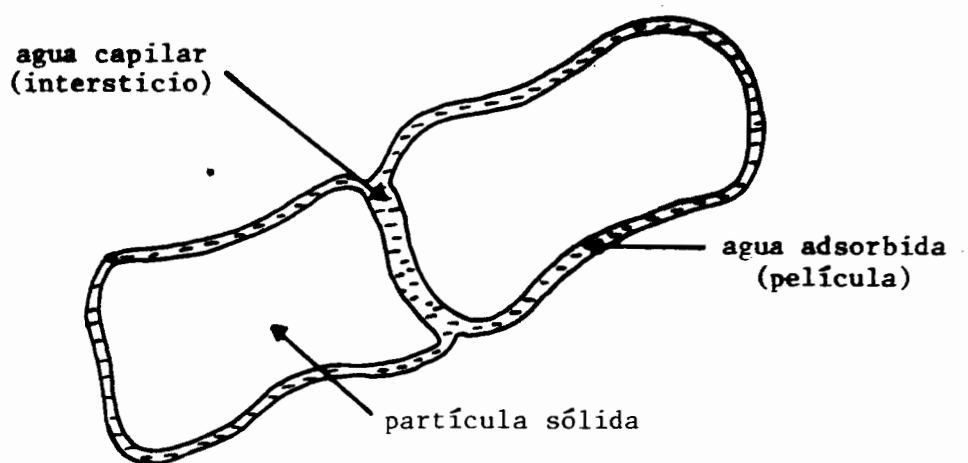


Fig. 1 - Retención del agua en un suelo no saturado

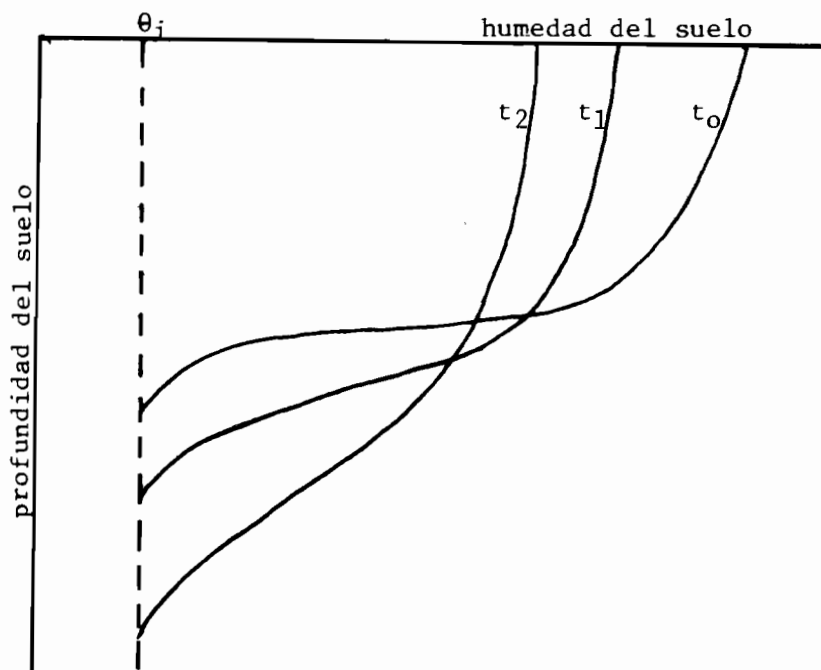


Fig. 2 - Evolución de los perfiles de humedad en el transcurso de una redistribución (θ_i : humedad inicial del suelo)

Debido a la gran extensión de la variación del potencial matricial del agua en el suelo, los agrónomos prefieren utilizar una notación logarítmica, el pF, definido como el logaritmo de la carga hidráulica H expresada en centímetros de agua:

$$pF = \log /H/ \quad (5)$$

Un pF de 1 corresponde a una carga de 10 cm, un pF de 3 a 1000 cm.

2. ASPECTOS DINAMICOS DEL AGUA DEL SUELO

2.1 La ecuación de la circulación

El movimiento del agua entre dos puntos del suelo depende de la diferencia del potencial total que existe entre esos dos puntos. El potencial total, o potencial suelo-agua, notado Ψ , representa la suma del potencial matricial Ψ_m y del potencial gravitacional Ψ_g :

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_g \quad (6)$$

Ψ_g está definido por la altura z del punto considerado con respecto a un plano de referencia, y tiene las mismas dimensiones que una presión:

$$\Psi_g = \rho gz \quad (7)$$

siendo g la aceleración de la gravedad y ρ la masa volúmica del agua. El potencial de gravitación demuestra el hecho de que el agua del suelo sigue las leyes de la gravedad, circulando de arriba hacia abajo cuando el gradiente de succión vale cero.

La ley que rige el movimiento del agua en el suelo es la ley de Darcy. Se escribe en forma de una ecuación diferencial macroscópica que relaciona el flujo de agua q con el gradiente de potencial $d\Psi/dx$:

$$q = -K(\Psi_m) \cdot d\Psi/dx \quad (8)$$

siendo $K(\Psi_m)$ la conductividad hidráulica que es función del potencial matricial. El signo - indica que el flujo circula contra gradiente, es decir de un punto donde el potencial es más alto hacia un punto donde se encuentra bajo. Para una misma muestra de suelo la conductividad K decrece cuando la succión aumenta, es decir cuando la humedad disminuye. Es de notar que la ley de Darcy considera el suelo como un medio uniforme e ignora la configuración detallada microscópica de la circulación.

2.2 Infiltración y redistribución

La infiltración corresponde al proceso de penetración del agua en el suelo a nivel de su superficie y verticalmente. Se llama régimen de infiltración el flujo de agua que atraviesa la superficie y penetra en el suelo. La infiltrabilidad representa el régimen de infiltración a la presión atmosférica de un suelo cuya superficie está cubierta de agua. Si el régimen de aporte de agua en la superficie es inferior a la infiltrabilidad del suelo, el agua se infiltra tan rápido como se la suministra, de lo contrario ésta se acumula en la superficie.

Cuando se acaba el proceso de infiltración, no se termina el movimiento del agua hacia abajo: el agua se redistribuye dentro del suelo. El frente de humedad que aparece al inicio como un límite nítido entre el suelo húmedo y el suelo subyacente desaparece progresivamente, drenándose la zona superior y humedeciéndose la zona inferior (véase Fig. 2). En la Figura 3 se presentan las curvas que dan la evolución de la humedad de la capa superior de dos tipos

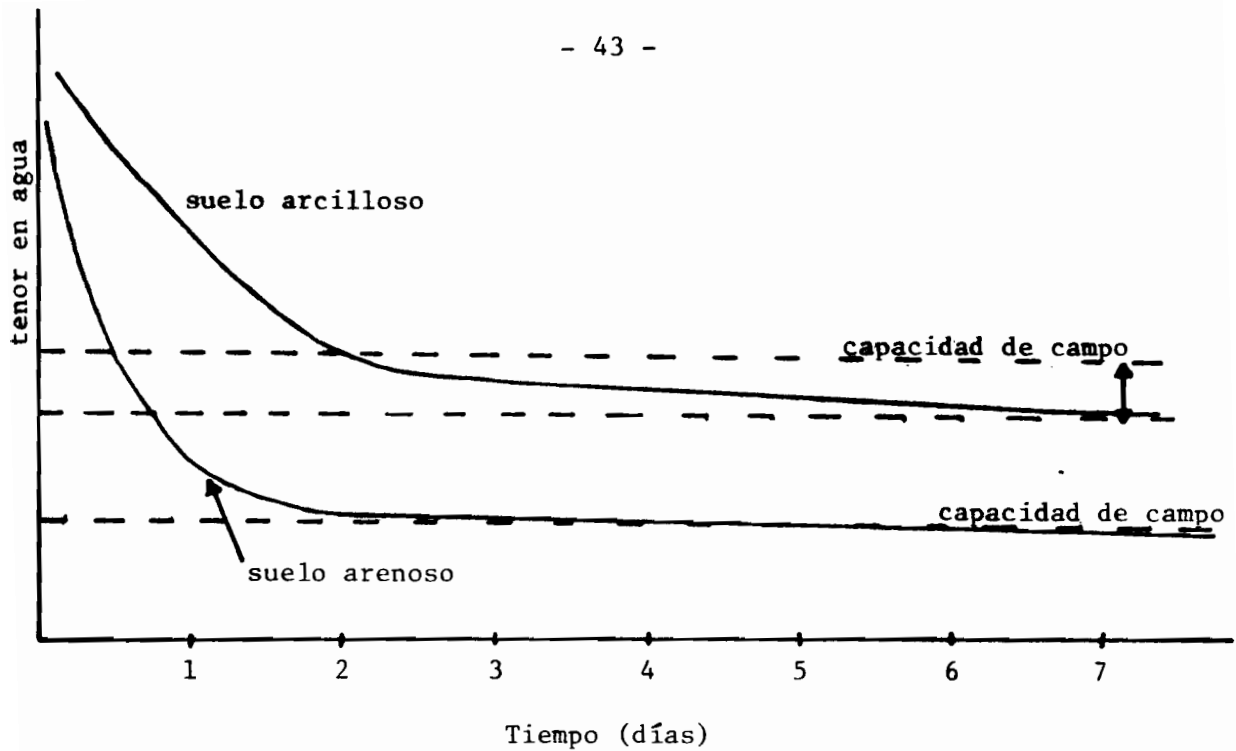


Fig. 3 - Evolución del tenor en agua en función del tiempo, en la zona inicialmente saturada durante el transcurso de una redistribución

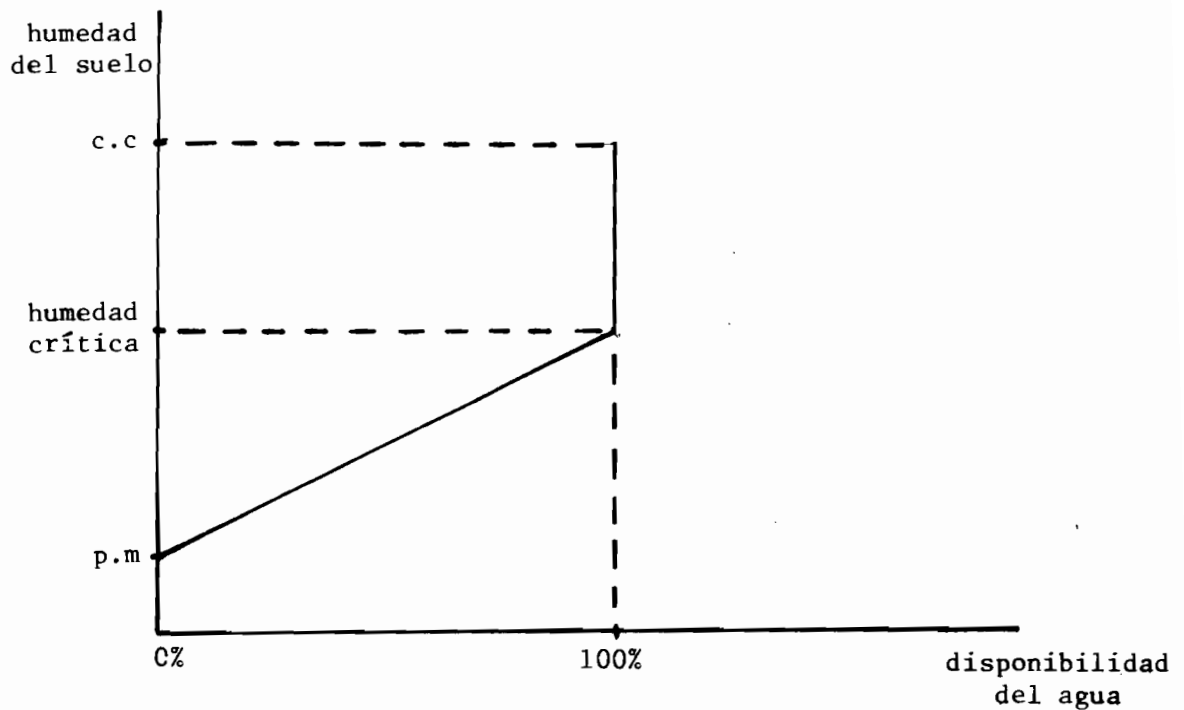


Fig. 4 - Esquema de la disponibilidad del agua para las plantas entre la capacidad de campo (c.c) y el punto de marchitez (p.m)

de suelo en el transcurso de una redistribución. El examen de esas curvas, llamadas curvas de redistribución induce la noción de "capacidad de campo" que se define como la humedad a la cual la pendiente de la curva de redistribución disminuye bruscamente, volviéndose mucho más lento el drenaje interno. Esta definición de la capacidad de campo es bastante precisa en el caso de suelos de estructura arenosa, pero lo es mucho menos en el caso de suelos de estructura fina (suelos arcillosos, por ejemplo) porque la redistribución puede prolongarse durante varios días sin que aparezca un cambio nítido de pendiente en la curva de redistribución. Sin embargo, la noción de capacidad de campo ha sido admitida y utilizada universalmente para caracterizar la humedad máxima disponible del suelo.

2.3 La extracción del agua del suelo

Puede realizarse ya sea por drenaje, por evaporación en la superficie del suelo, o aún por absorción de las raíces de las plantas.

Las plantas están sometidas a una demanda de evaporación en la atmósfera. Estas absorben el agua que necesitan de la reserva hídrica del suelo por medio de sus raíces. Pero el agua del suelo está disponible para las plantas solamente hasta un umbral de humedad llamado "punto de marchitez permanente". Abajo de este umbral las fuerzas de succión de las raíces son insuficientes para extraer el agua retenida por el suelo: la planta permanece en un estado de marchitez y acaba pereciendo. Sin embargo, la planta sufre de la falta de agua antes de que la humedad del suelo alcance el punto de marchitez. Entre la capacidad de campo y el punto de marchitez se postula la existencia de un punto crítico o humedad crítica que delimita dos zonas, una donde el agua es fácilmente utilizable, es decir sin que haya cierre de los estomas, y otra donde lo es de manera decreciente con un cierre progresivo de los estomas hasta el punto de marchitez (véase Fig. 4).

2.4 La reserva hídrica del suelo

Para evaluar la cantidad de agua utilizable efectivamente por las plantas, los agrónomos han definido la "reserva útil" notada RU. La RU representa la diferencia entre las cantidades de agua almacenadas a la capacidad de campo y al punto de marchitez permanente dentro de una capa de suelo de profundidad igual a la profundidad media de las raíces (Δz). Se la calcula por medio de la fórmula siguiente:

$$RU = (\theta_{vc} - \theta_{vf}) \cdot \Delta z \quad (9)$$

representando θ_{vc} y θ_{vf} las humedades volúmicas respectivamente a la capacidad de campo y al punto de marchitez; RU y Δz se expresan en milímetros, θ_{vc} y θ_{vf} como fracciones de uno.

Los dos umbrales de humedad se definen generalmente por las succiones correspondientes: se suele considerar el valor de 15 bares (pF = 4,2) para el punto de marchitez permanente y de 0,5 bar (pF = 2,8) para la capacidad de campo.

Los agrónomos definen también una reserva fácilmente utilizable (RFU) que representa la fracción de la RU utilizable por las plantas sin dificultad (sin cierre de los estomas).

3. LAS TRANSFERENCIAS TERMICAS EN EL SUELO

3.1 Sus características

La mayoría de las actividades biológicas que se desarrollan en el suelo, tales como la germinación de las semillas, el crecimiento de las raíces o el desarrollo de los micro-organismos están directamente relacionados con los fenómenos térmicos y para cada tipo de actividad existen límites de temperatura bien definidos.

La propagación del calor dentro del suelo se hace por conducción térmica. Este proceso de transmisión del calor se basa en el movimiento y agitación térmica de las moléculas. Es difícil estudiar la conducción térmica en el suelo porque la heterogeneidad de los diferentes horizontes pedológicos es muy grande, tanto del punto de vista de la humedad como de la compacticidad y también porque la reserva hídrica varía en el transcurso del tiempo. Las características del suelo no son constantes ni en el espacio ni en el tiempo.

En los modelos matemáticos de propagación del calor se suele simplificar el problema considerando un suelo homogéneo, cuyas características se mantienen constantes. Eso constituye una hipótesis que se justifica en primera aproximación.

3.2 Las leyes de la propagación del calor

La capacidad calorífica media del suelo (producto de su masa volúmica ρ por su calor específico c_p) puede definirse de la siguiente manera:

$$\rho c_p = \sum_i x_i \cdot c_{pi} \quad (10)$$

siendo x_i la fracción volúmica media y c_{pi} el calor específico medio de cada una de las tres fases, sólida, líquida y gaseosa, que constituyen el suelo.

La propagación del calor por conducción dentro de un medio sólido sigue la ley de Fourier que se enuncia así: el flujo de calor, es decir la energía que atraviesa durante la unidad de tiempo y en una dirección dada, una superficie unidad normal a esta dirección, es proporcional al gradiente de temperatura en esta dirección; el factor de proporcionalidad se llama conductividad térmica:

$$\phi_z = - \lambda \cdot dT/dz \quad (11)$$

El signo - indica que el flujo circula contra gradiente.

La ley que rige las transferencias unidireccionales de calor dentro de un medio sólido y homogéneo (ley de difusión del calor) se escribe:

$$\partial T / \partial t = a \cdot \partial^2 T / \partial z^2 \quad (12)$$

el coeficiente a se llama difusividad térmica:

$$a = \lambda / \rho c_p \quad (13)$$

3.3 La variación diaria de la temperatura en el suelo

La temperatura a nivel de la interfaz suelo-aire evoluciona de una manera casi periódica en el transcurso del tiempo, siendo la jornada el período de oscilación, notado τ (véase Fig. 5). Si se asimila el suelo a un medio semi-infinito cuya temperatura de superficie $T(0,t)$ evoluciona sinusoidalmente en función del tiempo t:

$$T(0,t) = T_m + A \cdot \text{sen } \omega t \quad (14)$$

(siendo T_m la temperatura media, A la amplitud de temperatura y $\omega = 2\pi/\tau$ la pulsación de la oscilación) la temperatura a la profundidad z y al tiempo t, $T(z,t)$, es solución del sistema constituido por la ecuación de difusión (12) y la condición de superficie (14). Se puede demostrar que la solución se escribe:

$$T(z,t) = T_m + A(z) \cdot \text{sen } (\omega t - z/D) \quad (15)$$

con:

$$A(z) = A \cdot \exp(-z/D)$$

$$D = \sqrt{2a/\omega}$$

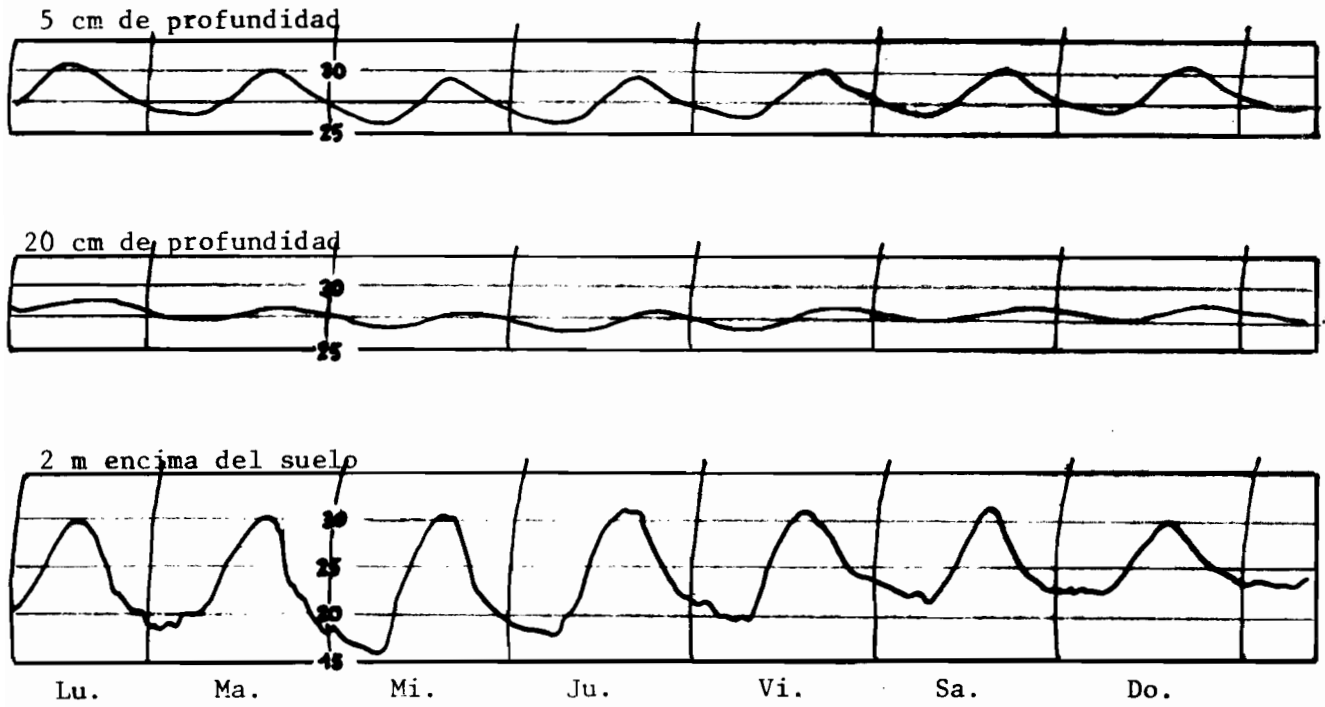


Fig. 5 - Variación diaria de la temperatura encima y bajo un césped (Abidjan - del 26/XII/77 al 1/I/78)

La solución encontrada se caracteriza por una diferencia de fase $(-z/D)$ y un amortiguamiento que aumentan con la profundidad. La Figura 5 presenta la evolución diaria real de la temperatura observada encima y dentro de un suelo. La diferencia de fase y el amortiguamiento previstos por la teoría están claramente puestos en evidencia.

En cuanto al flujo de calor en la superficie del suelo, se escribe matemáticamente:

$$\phi_0 = -\lambda \cdot (dT/dz)_0 \quad (16)$$

Utilizando el modelo expuesto y en particular las ecuaciones 15 y 16 se obtiene la expresión siguiente:

$$\phi_0 = A \sqrt{\rho c_p \lambda \omega} \text{ sen } (\omega t + \pi/4) \quad (17)$$

Esta fórmula, que da una estimación del flujo de calor en la superficie del suelo, demuestra que existe una diferencia de fase de $\pi/4$ entre las oscilaciones de la temperatura y las del flujo.

CAPITULO IV

LA EVAPOTRANSPIRACION Y OTRAS TRANSFERENCIAS CONVECTIVAS

1. LEYES GENERALES DE LA CONVECCION

1.1 Definiciones

Una transferencia de calor o de masa se produce por convección cuando ésta tiene lugar dentro de un fluido en movimiento y la causa de la transferencia es el desplazamiento del fluido. La convección puede ser libre o forzada:

- a. Es libre cuando la causa del movimiento está dentro del sistema considerado. Por ejemplo las diferencias de temperatura dentro de un fluido provocan diferencias de densidad que a su vez dan origen a un movimiento vertical.
- b. La convección es forzada si la causa del movimiento está en el exterior del fluido. Es el caso del viento que representa un desplazamiento horizontal de las masas de aire cuyo origen es el gradiente de presión.

En las condiciones naturales generalmente se encuentran juntos los dos tipos de convección, una debida al viento, la otra a los gradientes térmicos verticales. En ese caso se dice que la convección es mixta.

La corriente horizontal de las masas de aire sobre las superficies naturales es una corriente turbulenta. Eso significa que el movimiento de las partículas del fluido es desordenado y que los filamentos de aire vecinos se interpenetran. La corriente turbulenta provoca un fenómeno de transferencia lateral llamado difusión turbulenta, comparable al fenómeno de difusión molecular debido a la

agitación térmica permanente de las moléculas de las cuales son el equivalente las pequeñas partículas de fluido en movimiento desordenado. En las condiciones naturales la mayoría de las veces se estudia la difusión del calor y del vapor de agua.

1.2 Las leyes de la difusión turbulenta

Las leyes de la difusión turbulenta son análogas a las de la difusión molecular. El flujo de una magnitud q , que puede ser el calor o la masa de un constituyente (H_2O , CO_2), es proporcional al gradiente de concentración:

$$\phi_q(z) = -K_q(z) \cdot dC_q(z)/dz \quad (1)$$

$K_q(z)$ es la difusividad turbulenta de la magnitud q al nivel z . El signo - indica que el flujo circula a contra gradiente.

En el caso de una superficie natural homogénea, las características del aire encima de la superficie evolucionan en función de la distancia al borde según la dirección del viento: se dice que el régimen es advectivo. Pero a partir de una cierta distancia las características del aire, a una altura z , ya no evolucionan y se establece un equilibrio. En este caso los flujos verticales (de calor o de vapor de agua) son los mismos, es decir se conservan, cualquiera que sea la altura z encima de la superficie hasta un cierto límite que se llama cumbre de la zona de flujo conservativo. La altura de esta zona aumenta en función de la distancia al "borde de ataque" (borde de la vegetación expuesto al viento).

Al integrar la ecuación 1 entre dos niveles z_1 y z_2 ($z_1 < z_2$) de la zona de flujo conservativo, se obtiene:

$$\phi_q \int_{z_1}^{z_2} dz/K_q(z) = C_q(z_1) - C_q(z_2) \quad (2)$$

Poniendo:

$$h_q = 1 / \int_{z_1}^{z_2} dz / K(z)$$

la relación 2 se escribe:

$$\phi_q = h_q [C_q(z_1) - C_q(z_2)] \quad (3)$$

Esta relación representa la segunda forma (llamada forma integral) de la ley de la difusión. h_q es el coeficiente de intercambio. $ra_q = 1/h_q$ se llama resistencia aerodinámica de la magnitud q .

1.3 Las transferencias naturales a nivel del suelo

A nivel del suelo dos tipos de transferencia nos interesan particularmente: el calor sensible y el vapor de agua.

a. El calor sensible

Representa la cantidad de calor contenida dentro de la unidad de volumen de aire $S = \rho c_p T$, siendo ρ la masa volúmica, c_p el calor específico y T la temperatura del aire. Su flujo se escribe:

$$\phi_s = \rho c_p h_s [T(z_1) - T(z_2)] \quad (4)$$

b. El vapor de agua

Este flujo es muy importante ya que representa la pérdida de agua de la superficie por evaporación o la ganancia de agua por condensación (fenómeno de rocío nocturno). Si C_v representa la concentración en vapor de agua del aire, el flujo se escribirá:

$$\phi_v = h_v [C_v(z_1) - C_v(z_2)] \quad (5)$$

2. LA EVAPOTRANSPIRACION: ASPECTOS TEORICOS

2.1 Definición

De una manera general la evaporación de una superficie natural representa la cantidad de agua que es disipada en la atmósfera a partir de esta superficie por el proceso de vaporización. Se habla de evapotranspiración (notada ET) cuando la superficie natural considerada es una vegetación porque, en este caso, la cantidad de agua perdida por la superficie es la suma de la evaporación física del suelo y de la transpiración vegetal. Para una vegetación bien desarrollada, la transpiración es generalmente muy superior a la evaporación del suelo. La cantidad total de agua evapotranspirada representa el consumo en agua de la vegetación.

La mayor parte del agua transpirada por la planta difunde por las pequeñas aberturas que constituyen los estomas situados sobre el limbo foliar. Solamente una parte muy pequeña pasa a través de la cutícula.

El vegetal tiene la posibilidad de regular la difusión del agua a través de los estomas controlando su abertura y hasta su cierre completo. Este mecanismo regulador entra en juego tan pronto como el abastecimiento hídrico de la planta por las raíces ya no puede compensar la pérdida de agua de las partes aéreas.

2.2 Evapotranspiración y balance de energía

Consideremos una vegetación homogénea de altura z_h . La resultante al nivel z_h de los flujos de radiación es la radiación neta R_n (véase Capítulo II). En la superficie del suelo existe un flujo térmico ϕ_0 que se propaga por conducción, calentando o enfriando la capa superior del suelo (véase Capítulo III). El flujo convectivo de vapor de agua está relacionado a nivel de las superficies de intercambio (hojas, suelo) con un flujo de energía llamado flujo

de calor latente. En efecto, el agua pasa del estado líquido al estado de vapor: es el fenómeno de vaporización. Este cambio de fase consume energía, alrededor de 2 400 joules por gramo de agua evaporada, energía llamada calor latente de vaporización del agua y notada L. Si ϕ_v representa el flujo de vapor de agua, el flujo de calor latente se escribirá:

$$\phi_L = L \cdot \phi_v \quad (6)$$

Además del flujo de calor latente existe un segundo flujo de energía de tipo convectivo, es el flujo de calor sensible ϕ_s .

Según el principio de la conservación de la energía aplicado al sistema constituido por la cobertura vegetal, la suma algebraica de las energías que entran y salen del sistema, durante un intervalo de tiempo determinado, es igual a la variación de su energía interna ΔE . La ecuación que traduce el balance energético se escribe:

$$R_n + \phi_o + \phi_s + \phi_L = \Delta E \quad (7)$$

Los tres flujos energéticos R_n , ϕ_o , ϕ_s y ϕ_L son expresados en $W \cdot m^{-2}$. Tienen el signo + si representan una ganancia para el sistema y el signo - si representan una pérdida.

En lo que se refiere a la variación de energía interna ΔE existen dos términos: la acumulación o la pérdida de calor dQ/dt , relacionada con la variación de la temperatura de la cobertura, y la energía solar (PHAR) utilizada en las reacciones de la fotosíntesis. En primera aproximación estos dos términos pueden ser ignorados, siendo sus valores mucho menores que los de los demás términos.

2.3 Formulación teórica de la evapotranspiración

Consideremos una vegetación homogénea de altura z_h y un nivel de referencia climática de altura z_r respecto al suelo ($z_r > z_h$). En régimen de flujo conservativo (lo que supone una superficie homogénea bastante extendida) las expresiones de los flujos convectivos de calor sensible y de calor latente son las siguientes (con el convenio de signo del balance energético):

$$-\phi_s = \rho c_p h [T(z_h) - T(z_r)] \quad (8)$$

$$-\phi_L = L \cdot h [C_v(z_h) - C_v(z_r)] \quad (9)$$

donde h representa el coeficiente de intercambio convectivo entre los niveles z_h y z_r , considerado el mismo para los dos flujos (es lo que se llama hipótesis de similaridad).

Si se hace intervenir la constante psicrométrica γ , cuya expresión es la siguiente: $\gamma = P_A \cdot c_p / L \cdot \epsilon$ (siendo P_A la presión atmosférica y ϵ el cociente de la masa molar del agua por la del aire $\epsilon = M_a / M_v$) se obtiene, mediante la ecuación del Estado de los gases, la relación siguiente entre la concentración en vapor de agua C_v y la temperatura de rocío T_r :

$$L \cdot C_v = (\rho c_p / \gamma) \cdot P(T_r)$$

Por consiguiente el flujo de calor latente se escribirá:

$$-\phi_L = (\rho c_p / \gamma) \cdot h \cdot [P(T_r(z_h)) - P(T_r(z_r))] \quad (10)$$

Siendo $T_r(z_r)$ y $T_r(z_h)$ dos temperaturas muy cercanas, ϕ_L puede expresarse también de la manera siguiente:

$$-\phi_L = (\rho c_p / \gamma) \cdot h \cdot P' \cdot [T_r(z_h) - T_r(z_r)] \quad (11)$$

donde P' representa la pendiente media (entre $T_r(z_r)$ y $T_r(z_h)$) de la curva que da la presión máxima de vapor de agua en función de la temperatura $P(T)$.

Podemos escribir el flujo de calor sensible bajo la forma siguiente:

$$-\phi_s = \rho c_p h [T(z_h) - T_r(z_h) + T_r(z_h) - T_r(z_r) + T_r(z_r) - T(z_r)]$$

ahora bien:

$$T_r(z_h) - T_r(z_r) = -\gamma \cdot \phi_L / \rho c_p h P'$$

y según la expresión 7 del balance energético:

$$\phi_s + \phi_L = - (Rn + \phi_o)$$

Por lo tanto tendremos poniendo $Y(z) = T(z) - T_r(z)$:

$$-\phi_L (P' + \gamma) = P' \cdot (Rn + \phi_o) + \rho c_p h P' [Y(z_r) - Y(z_h)] \quad (12)$$

Esta formulación aparece como la suma de dos términos, un término de radiación y un término de convección.

Si se considera el caso de una capa de agua libre, z_h corresponde a la superficie del agua y $Y(z_h)$ vale cero. Por lo tanto, la evaporación de una capa de aire libre se escribirá:

$$E = -\phi_L = [P' (Rn + \phi_o) + \rho c_p h P' Y(z_r)] / (P' + \gamma) \quad (13)$$

3. ASPECTOS PRACTICOS DE LA EVAPOTRANSPIRACION

3.1 Terminología clásica

La evapotranspiración real, notada ETR, representa la cantidad de agua expresada en milímetros efectivamente disipada en la atmósfera a partir de una superficie vegetal dada durante un período de tiempo dado.

La evapotranspiración máxima, notada ETM, representa la evapotranspiración real de una cobertura vegetal cuya transpiración es máxima (abertura máxima de sus estomas), es decir en el caso de un buen abastecimiento hídrico de las plantas.

La evapotranspiración potencial, notada ETP, representa la evapotranspiración máxima de una cobertura vegetal que cubre completamente el suelo y que está en fase activa de crecimiento.

Entre estos tres tipos de evapotranspiración existen las desigualdades siguientes:

$$ETP \geq ETM \geq ETR \geq 0 \quad (14)$$

Durante mucho tiempo se ha considerado que el valor de la ETP era el mismo para todos los tipos de vegetación; es lo que se llama "hipótesis ETP", basado sobre la noción de un requerimiento hídrico, a lo cual serían sometidas las coberturas vegetales de parte del clima independientemente de su naturaleza. En la actualidad se tiende a abandonar este concepto.

3.2 Los conceptos recientes

a. La evaporación potencial (EP)

Se define ahora para cada cobertura vegetal (o cualquier superficie natural) una evaporación potencial, notada EP, que representa la evaporación de esta cobertura cuando las superficies

de las hojas y del suelo están saturadas de vapor de agua, es decir cubiertas con agua líquida. Esta eventualidad puede ocurrir después de una lluvia, un riego por aspersión o un depósito importante de rocío. Se utiliza el término de evaporación en lugar de evapotranspiración porque la transpiración de las plantas no interviene en este caso. El valor de la evaporación potencial es independiente del estado fisiológico de las plantas y en particular de la regulación de los estomas. Influyen solamente la estructura y la arquitectura de la cobertura vegetal. En todos los casos tenemos:
 $EP > ETM$.

b. La evapotranspiración estándar (ET_0)

Consideremos la expresión general de la evapotranspiración (12). Se ha podido verificar experimentalmente que en numerosas situaciones $Y(z_h)$ y $Y(z_r)$ eran poco diferentes, particularmente cuando el déficit hídrico del aire $Y(z_r)$ es bajo (es decir en un clima no demasiado seco) y que la cobertura vegetal tiene un buen abastecimiento hídrico. En estas condiciones la evapotranspiración se acerca al término de equilibrio siguiente:

$$ET_0 = P' / (P' + \gamma) \cdot (R_n + \phi_0) \quad (14)$$

Este término se llama evapotranspiración estándar y fue recomendado por la CIID (Comisión Internacional de las Irrigaciones y del Drenaje) como término y medida de referencia para la evapotranspiración real.

3.3 Medida de la evapotranspiración

a. Lisímetros o evapotranspirómetros

El principio de estos aparatos se basa en el balance hídrico del suelo. Sean:

$\Delta\theta$ la variación de la humedad de la capa de suelo considerada
P los aportes de agua por las precipitaciones
R los aportes de agua por riego
ET las pérdidas de agua por evapotranspiración
D las pérdidas de agua por drenaje

Suponiendo que la escorrentía es nula, la ecuación que traduce el balance hídrico se escribe:

$$\Delta\theta = P + R - ET - D \quad (15)$$

Los evapotranspirómetros o lisímetros clásicos de drenaje (véase Fig. 1) están constituidos por una especie de cubeta a manera de estanque que contiene una parte del suelo, en la cual se miden los aportes de agua (P y R) y las pérdidas por drenaje. Se mantiene el suelo a la humedad constante de la capacidad de campo provocando y manteniendo un drenaje constante. $\Delta\theta$ pues vale cero y la evapotranspiración es dada por la relación:

$$ET = (P + R) - D \quad (16)$$

ET, en este caso, representa una evapotranspiración máxima (ETM). Este tipo de medida es posible solamente si se considera un período bastante largo de dos o tres días a causa de la inercia del dispositivo. La precisión de la medida generalmente no es muy buena.

Para medir la evapotranspiración a una escala de tiempo más fina se utilizan dispositivos de mayor sensibilidad que miden directamente la variación de la cantidad de agua del suelo por peso de la cubeta. Estos se denominan evapotranspirómetros pesables. No es necesario pues mantener constante la humedad del suelo. Varias técnicas son utilizadas para pesar la cubeta. De esta manera se puede medir la evapotranspiración diaria.

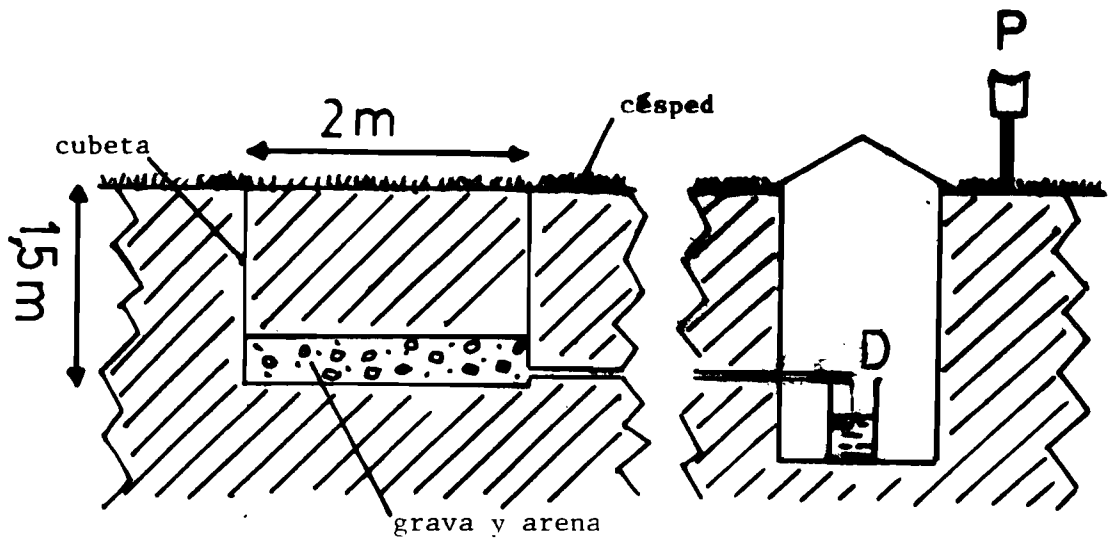


Fig. 1 - Evapotranspirómetro de drenaje

b. Los coeficientes de cultivo

Muchos estudios experimentales hechos a partir de los lisímetros pretenden determinar la evolución de la ETM de un cultivo en función de su estadio de desarrollo y las diferencias de ETM que existen entre cultivos. Para eso se utiliza la noción de coeficiente de cultivo k , definido por la relación siguiente:

$$ETM(\text{cultivo}) = k \cdot E_0 \quad (17)$$

siendo E_0 una evapotranspiración considerada como referencia, que puede ser la calculada por medio de una fórmula, la evaporación del tanque o la ETM del césped. (Se utiliza a menudo como referencia la ETM de un césped bien desarrollado). Generalmente se dan varios coeficientes para un mismo cultivo, cada uno caracterizando un estadio fenológico.

c. Los métodos micrometeorológicos

Para determinar la evapotranspiración durante un período inferior al día, del orden de la hora o del cuarto de hora, se utilizan métodos indirectos basados en medidas micrometeorológicas.

3.4 Las fórmulas climáticas

Utilizando el concepto de ETP se han elaborado numerosas fórmulas empíricas que permiten calcular el valor de la evapotranspiración potencial a partir de ciertos parámetros climatológicos, tales como la temperatura, la radiación global o la humedad del aire. Estas fórmulas resultan del ajuste empírico a valores medidos de la ETP, generalmente de un césped o un prado. Se les da el nombre de evapotranspiración potencial climática (ETP_c). De todas las fórmulas climáticas la más conocida y las más utilizada es la de Penman (propuesta en 1956).

La fórmula de Penman se basa en la expresión teórica de la evapotranspiración presentada en el párrafo 2.3. Se escribe de la manera siguiente:

$$ETP = (P' \cdot R_n + \gamma \cdot E_a) / (P' + \gamma) \quad (18)$$

Calculando ETP en una base diaria, R_n y E_a expresados en $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ se escriben:

$$R_n = 0,0041 \cdot [0,80 R_g - \sigma T^4 (0,56 - 0,079 \sqrt{p}) (0,1 + 0,9 n/N)] \quad (19)$$

$$E_a = 0,26 \cdot (1 + 0,54V) (P(T) - p) \quad (20)$$

- R_g la radiación global expresada en $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$
 σ la constante de Stefan ($4,89 \cdot 10^{-7} \text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$)
 T la temperatura media del aire en Kelvin
 p la presión media de vapor de agua en milibares
 n la duración de insolación
 N la duración astronómica del día
 V la velocidad del viento expresada en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ a una altura de 2 m
 $P(T)$ la presión máxima de vapor de agua a la temperatura T en mb
 γ la constante psicrométrica ($0,66 \text{mb} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)
 P' la pendiente de la curva $P(T)$ expresada en $\text{mb} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$

Se puede calcular el valor de P' derivando la expresión $P(T)$ respecto a T .

CAPITULO V

LOS ELEMENTOS DEL CLIMA Y SUS MEDICIONES

1. CARACTERISTICAS DEL AIRE

1.1 La temperatura del aire

La temperatura es una magnitud que nos permite obtener una indicación de la energía térmica de un cuerpo, pero no constituye una medida propiamente dicha de esta energía térmica: la propiedad de aditividad no existe; no se pueden sumar dos temperaturas. La determinación de la temperatura del aire se hace por contacto: el captador, es decir el elemento medidor, está en contacto con el aire y se pone en equilibrio térmico con él. Los termómetros que miden la temperatura del aire deben colocarse en una caseta meteorológica aireada y pintada de blanco, situada a dos metros encima del suelo, el cual debe estar enzacatado con el propósito de minimizar el efecto de la radiación.

a. El termómetro de máxima

El termómetro de máxima mide la temperatura máxima del aire alcanzada durante el día. Es un termómetro de vidrio que emplea el mercurio como elemento térmico (véase Fig. 1). El conducto capilar presenta una constricción en su base, encima del depósito, que impide que regrese el mercurio al depósito una vez que ha salido, por efecto de las fuerzas de capilaridad. Después de haber alcanzado la temperatura máxima, la columna de mercurio, al bajar la temperatura, se rompe a nivel de la constricción y la cumbre de la columna sigue marcando la temperatura más alta alcanzada. Luego que se ha leído la temperatura se logra el retorno del mercurio al depósito por movimientos adecuados de arriba hacia abajo que rompen las fuerzas de capilaridad.

b. El termómetro de mínima

La temperatura mínima alcanzada durante un día se mide mediante un termómetro de mínima. Es un termómetro de vidrio que emplea el alcohol como líquido térmico, ya que el punto de congelación del alcohol es muy bajo. El principio de su funcionamiento es el siguiente. Dentro del alcohol está colocado un índice, constituido por una pequeña varilla de vidrio. Este índice no puede salir de la columna de líquido debido a la tensión superficial del menisco (véase Fig. 2). Al colocar el termómetro horizontalmente, el índice va a ser arrastrado por el menisco cuando la temperatura baja. Cuando la temperatura vuelva a subir, el índice se quedará en el punto más bajo que alcanzó el menisco y seguirá marcando la temperatura mínima. Una vez que se ha leído la temperatura mínima, se debe colocar de nuevo el índice sobre el menisco volviendo al revés el termómetro.

c. El termógrafo

Para el registro continuo de la temperatura del aire se utiliza un aparato registrador llamado termógrafo. El elemento medidor es un anillo incompleto constituido por dos láminas metálicas de naturaleza diferente soldadas entre sí. Este anillo tiende a abrirse con el calor y cerrarse con el frío, por efecto de una mayor dilatación térmica de un metal respecto al otro. Un extremo del anillo está fijado al soporte del aparato, el otro está unido por una serie de piezas a un brazo marcador, en la extremidad del cual se encuentra una pluma que toca la gráfica. La gráfica está colocada sobre un cilindro que da una vuelta completa cada día o cada semana según el caso, gracias a un equipo de relojería ubicado dentro del cilindro. Este instrumento tiene que ser calibrado antes de ser utilizado.

1.2 La humedad del aire

Generalidades sobre la humedad del aire y la caracterización del aire húmedo han sido dadas en el Capítulo I.

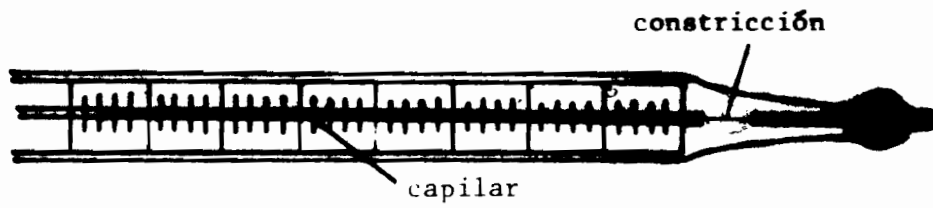


Fig. 1 - Termómetro de máxima

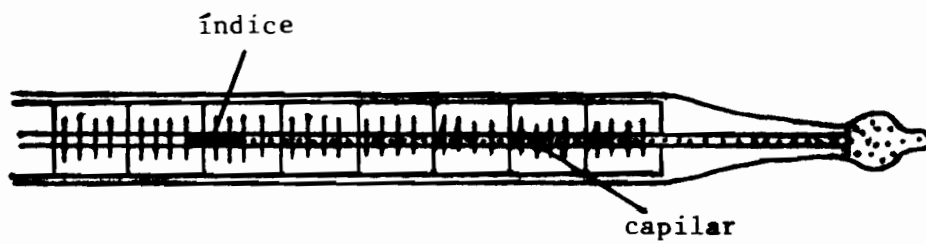


Fig. 2 - Termómetro de mínima

a. El psicrómetro

El psicrómetro es el aparato más usado para determinar la humedad del aire. Está constituido por dos termómetros de vidrio colocados uno a la par del otro (véase Fig. 3). Uno de los termómetros tiene su depósito cubierto con una tela de algodón que debe estar húmeda al momento de la medición: se llama termómetro mojado (o de bulbo húmedo). El otro termómetro, llamado termómetro seco, indica la temperatura del aire. Por efecto de la absorción de calor que necesita la evaporación, la temperatura del termómetro mojado T_h está siempre más baja que la del termómetro seco T . Conociendo estas dos temperaturas se puede determinar el estado higrométrico del aire mediante la fórmula siguiente (llamada fórmula psicrométrica):

$$p = P(T_h) - \gamma \cdot (T - T_h) \quad (1)$$

p la presión del vapor de agua del aire
 γ la constante psicrométrica que vale $0,66 \text{ mb} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$
 $P(T_h)$ la presión máxima del vapor de agua a la temperatura del termómetro húmedo

Hay psicrómetros con ventilación forzada, provocada por un ventilador de cuerda (tipo Assmann), y otros, llamados de honda, que hay que hacer girar con la mano para su ventilación.

b. Teoría del psicrómetro

Consideremos un pequeño volumen de aire V , de masa m , a la temperatura T . En contacto con la tela húmeda del termómetro mojado se satura de vapor de agua. La masa de vapor de agua contenido en el pequeño volumen de aire aumenta de Δm_v . La evaporación correspondiente necesita una cantidad de calor que vale $Q = L \cdot \Delta m_v$, siendo L el calor latente de vaporización. Este calor proviene del enfriamiento del pequeño volumen de aire en contacto con el termómetro mojado más frío (T_h). La ecuación que traduce la transferencia de calor se escribe:

$$L \cdot \Delta m_v = m c_p (T - T_h) \quad (2)$$

siendo c_p el calor específico del aire.

Según la ecuación de Estado de los gases podemos escribir, ignorando la masa de vapor delante de la del aire seco:

$$m \approx M_a \cdot P_A \cdot V/R \cdot T \quad (3)$$

$$\Delta m_v = M_v \cdot (P(T_h) - p) \cdot V/R \cdot T \quad (4)$$

siendo M_a la masa molar del aire seco, M_v la del agua y P_A la presión atmosférica. La relación 2 se escribe pues:

$$L \cdot M_v (P(T_h) - p) = M_a P_A c_p (T - T_h)$$

o poniendo $\epsilon = M_v/M_a$:

$$p = P(T_h) - \gamma \cdot (T - T_h)$$

lo que constituye la ecuación del psicrómetro con

$$\gamma = P_A \cdot c_p / L \cdot \epsilon .$$

c. El higrógrafo

La humedad del aire se registra mediante un aparato que se llama higrógrafo. Es un instrumento con equipo de relojería que funciona de una manera muy parecida al termógrafo. La única diferencia es que el elemento medidor está constituido por una sustancia higroscópica que generalmente es un haz de cabello. En efecto, los cabellos tienen la propiedad de alargarse cuando aumenta la humedad relativa del aire.

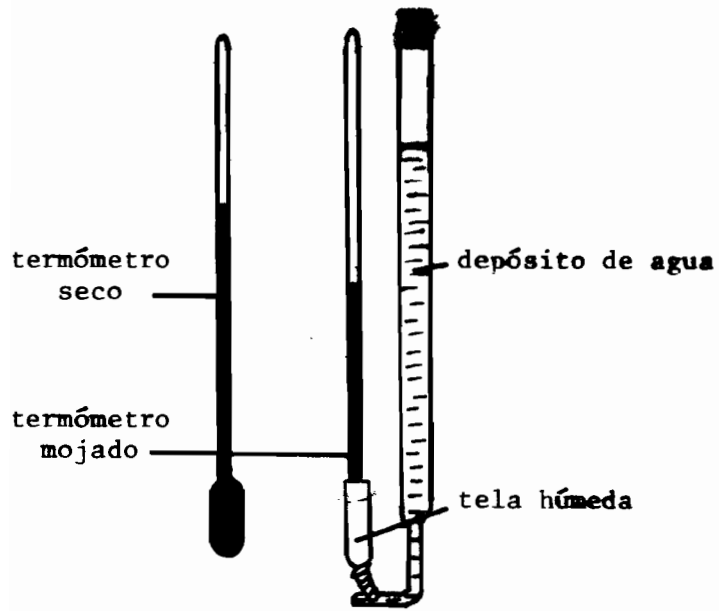


Fig. 3 - Psicrómetro

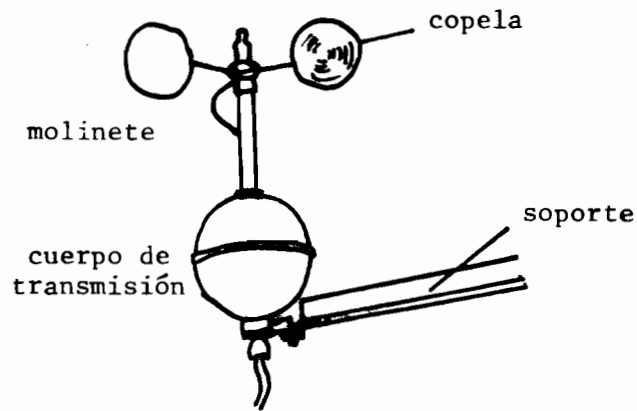


Fig. 4 - Anemómetro de molinete

1.3 Dirección y velocidad del viento

La dirección del viento se indica por el punto de donde procede: si el viento viene del sur, por ejemplo, se dice que es del sur. Se usan solamente ocho direcciones: N : Norte, NE : Noreste, E : Este, SE : Sureste, S : Sur, SW : Suroeste, W : Oeste y NW : Noroeste. El instrumento que indica la dirección del viento es la veleta.

La velocidad del viento se mide por medio de aparatos llamados anemómetros. Existen varios tipos de anemómetros, pero los más usados son los de molinete. Están constituidos de dos partes: un captador (el molinete) y un cuerpo de transmisión (véase Fig. 4). El molinete se compone de tres brazos horizontales fijados sobre un eje vertical que puede girar libremente, cada brazo soportando una copela de media esfera. El cuerpo de transmisión, mediante un sistema apropiado, ya sea eléctrico o mecánico, transforma la giración del eje provocada por el viento en una magnitud medible.

2. INSOLACION Y RADIACION SOLAR

2.1 La duración de insolación

La duración de insolación o de "brillo" solar se define como el tiempo durante el cual el disco solar ha sido visible, es decir el tiempo durante el cual se pueden observar las sombras de los objetos en el suelo. El aparato que mide la duración de insolación se llama heliógrafo. El heliógrafo más usado y recomendado por la Organización Mundial de Meteorología (OMM) es el de Campbell-Stokes, el cual está basado en el efecto térmico de la radiación solar directa: una esfera de vidrio concentra los rayos del sol sobre una banda de cartón y provoca una quemadura o solamente una decoloración, según la intensidad de la radiación (véase Fig. 5). La banda de cartón se coloca sobre un casquete

metálico en las guías que existen con este fin. La buena orientación e inclinación del aparato hacen que la quemadura progrese conforme el sol avanza en su trayectoria. Dicha quemadura forma una línea paralela a la línea mediana de la gráfica.

Generalmente el heliógrafo no da ninguna indicación cuando la altura del sol es inferior a 2° . Este límite de 2° debe ser, pues, la altura máxima de los obstáculos fijos vistos desde el heliógrafo en todas las direcciones posibles de aparición y puesta del sol.

2.2 La radiación solar

Los aparatos que miden la radiación global se llaman piranómetros. El principio de su funcionamiento se basa en la transformación de la energía de radiación en calor por absorción no selectiva sobre una superficie negra. Estos aparatos necesitan una calibración antes de ser utilizados.

a. Piranómetros termo-eléctricos

La superficie negra absorbente está colocada horizontalmente y recibe la radiación solar bajo un ángulo sólido de 2π (un hemisferio). El elemento medidor es una pila termo-eléctrica cuya señal es función de la diferencia de temperaturas entre el aire ambiente y la superficie que recibe la radiación medida. Hay una relación de proporcionalidad entre la fuerza electromotriz (f.e.m.) producida por la pila y el flujo de energía recibida. Existen varios tipos de termopilas. Una de las más usadas es la de Moll, formada por una serie de pares termo-eléctricos de manganina y constantán, cuyas soldaduras calientes están fijadas en la superficie plana del captador y las soldaduras frías en una masa de cobre protegida de la radiación por una pantalla blanca. La superficie sensible está cubierta con dos pequeños hemisferios de cristal que no absorben la radiación solar. Bajo el aparato existe un

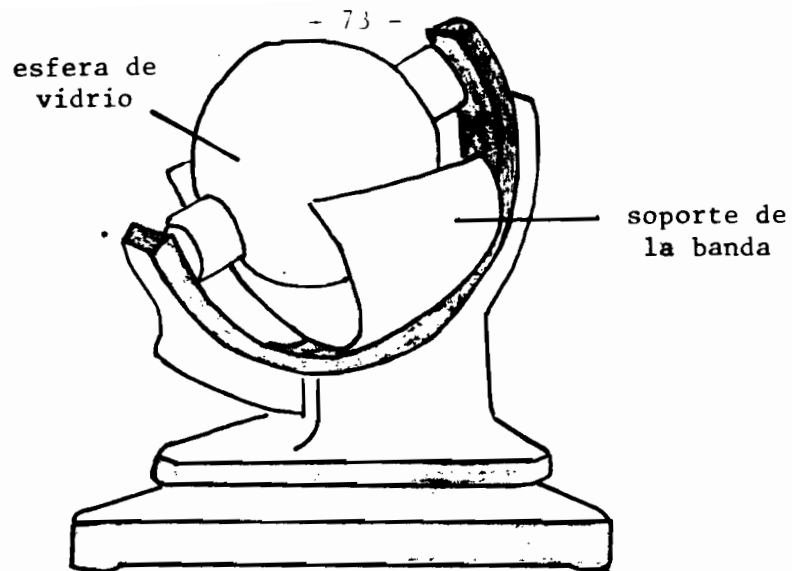


Fig. 5 - Heliógrafo tipo Campbell-Stokes

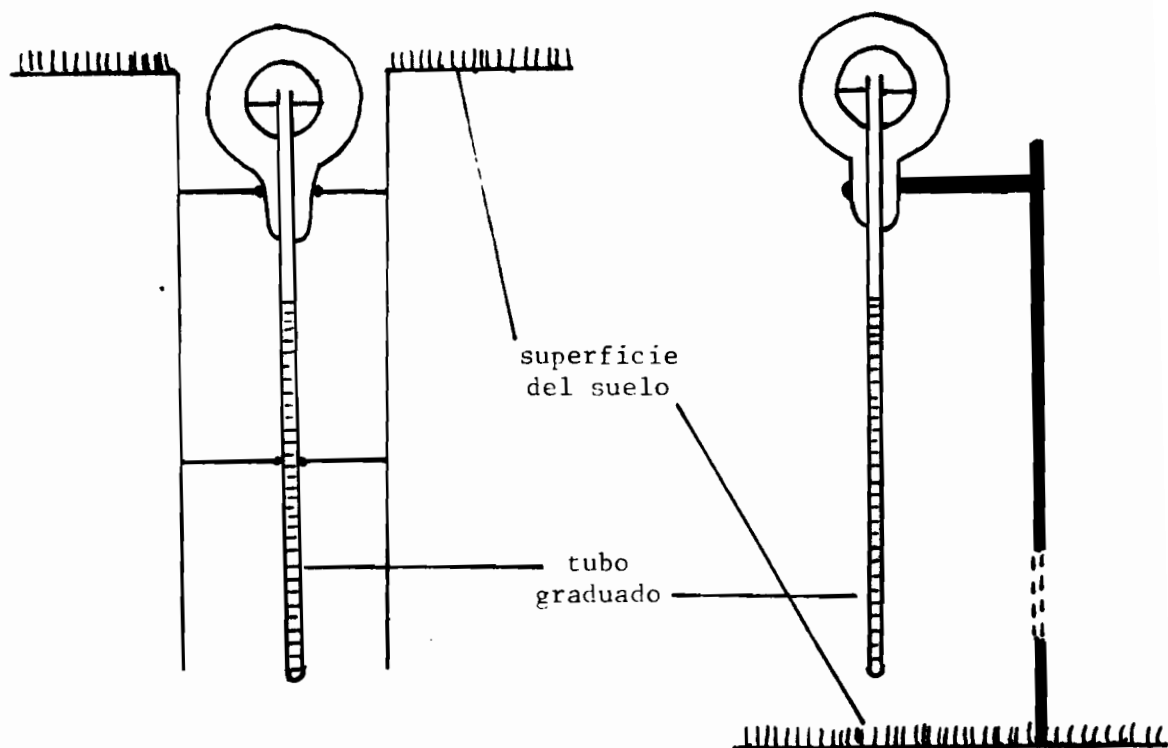


Fig. 6 - Piranómetro tipo Gunn-Bellani

recipiente que contiene un producto de desecación del aire para evitar la corrosión de las soldaduras. Este aparato y el sistema que registra la f.e.m. producida necesitan una vigilancia permanente.

b. Piranómetro de destilación (tipo Bellani)

El aparato está constituido por dos esferas concéntricas prolongadas hacia abajo por un tubo de vidrio graduado (véase Fig. 6). La esfera interna está cubierta con una capa absorbente que se comporta como un cuerpo negro para la radiación solar; contiene un líquido volátil (alcohol o agua destilada) y se comunica con el tubo de vidrio. La esfera externa, hecha de vidrio transparente, deja pasar toda la radiación solar. Entre las dos esferas existe el vacío para evitar los intercambios de calor por conducción y convección.

El principio del aparato es el siguiente. El calor absorbido por la esfera interna se transmite al líquido, provocando la vaporización de una cierta cantidad de líquido. El vapor producido deja la esfera y se condensa en el tubo graduado que está en equilibrio térmico con el aire ambiente y, por consiguiente, a una temperatura más baja que la de la esfera. Existe una relación de proporcionalidad entre la cantidad de líquido condensado y la energía solar recibida por la esfera. Cuando el tubo está lleno, se debe invertir para que éste se vacíe y el líquido vuelva a llenar la esfera.

El piranómetro Bellani puede ser instalado de dos maneras distintas, como lo indica la Figura 6, ya sea sobre un soporte a 150 cm aproximadamente encima del suelo o dentro del suelo con solamente la cumbre de la esfera que sobresale. Evidentemente la calibración no es la misma en ambos casos.

3. PRECIPITACION Y EVAPORACION

3.1 La precipitación

La precipitación del vapor de agua contenido en la atmósfera puede efectuarse ya sea en forma líquida, como la lluvia, o en forma sólida, como la nieve o la granizada. Además existen precipitaciones llamadas ocultas, tales como el rocío y la escarcha.

La formación de la lluvia sigue un proceso compuesto de dos fases: la condensación del vapor de agua y la precipitación propiamente dicha. La condensación es provocada por núcleos de condensación que están constituidos generalmente por partículas del suelo o de sal que se hallan en la atmósfera. La condensación da origen a las nubes que representan conjuntos de pequeñas gotitas de agua o partículas de hielo. Para que el agua de las nubes precipite es necesario que las gotitas alcancen un cierto tamaño. Se da el nombre de coalescencia al fenómeno de fusión de estas gotitas, el cual es provocado por causas físicas, tales como la atracción electrostática entre las gotitas de agua o la microturbulencia dentro de la nube.

Para medir la lluvia a nivel del suelo se usan aparatos llamados pluviómetros. Están constituidos por una superficie colectora circular colocada horizontalmente y un recipiente donde se almacena el agua. El pluviómetro "Association" tiene un diámetro de 226 mm y una superficie de recepción de 400 cm²; el del Weather Bureau, un diámetro de 8 pulgadas = 0,203 m. El agua colectada se mide por medio de una probeta graduada directamente en milímetros de agua (una altura de n milímetros corresponde en volumen a un número igual de litros por metro cuadrado). Hay que tener cuidado de utilizar la probeta que corresponde al pluviómetro porque la graduación de la probeta es función del diámetro de la superficie colectora.

El pluviógrafo es un pluviómetro de lectura gráfica. El principio de la medición puede variar según el tipo del aparato: pluviógrafo de flotador con sifón o pluviógrafo con recipiente móvil.

3.2 La evaporación

a. El tanque de evaporación

Para medir la evaporación de una superficie libre de agua se utilizan los tanques de evaporación. Estos son cubetas llenas de agua, en las cuales se mide la variación del nivel del agua provocada por la evaporación. El tanque recomendado por la OMM es el tanque Class A del Weather Bureau (USA), de forma cilíndrica (véase Fig. 7). Su diámetro vale 1,22 m y su profundidad 0,254 m (10 pulgadas). El nivel del agua debe ser mantenido aproximadamente a 5 cm del borde. El tanque está colocado sobre una base de madera y dentro de éste, en el agua, se halla un cilindro (cilindro estabilizador) que sostiene un tornillo micrométrico que sirve para la medición. En la extremidad del tornillo hay un gancho cuya punta debe tocar exactamente la superficie del agua a cada medición. La diferencia entre dos lecturas consecutivas del micrómetro da el número de milímetros de agua evaporada. El cilindro estabilizador permite que se realice fácilmente la medición a pesar del viento que puede mover la superficie del agua.

b. El evaporímetro Piche

El evaporímetro Piche consiste en un tubo recto de vidrio graduado en mililitros que contiene agua destilada (véase Fig. 8). En el extremo abierto se coloca bien centrado un pequeño disco de papel absorbente que se sujeta por medio de una pinza. El tubo se cuelga dentro de la caseta meteorológica gracias a un pequeño agujero situado en el extremo cerrado. El agua se evapora a nivel del papel absorbente humedecido. A cada observación se anota el nivel del agua en el tubo, lo que permite conocer la cantidad de agua evaporada entre dos observaciones.

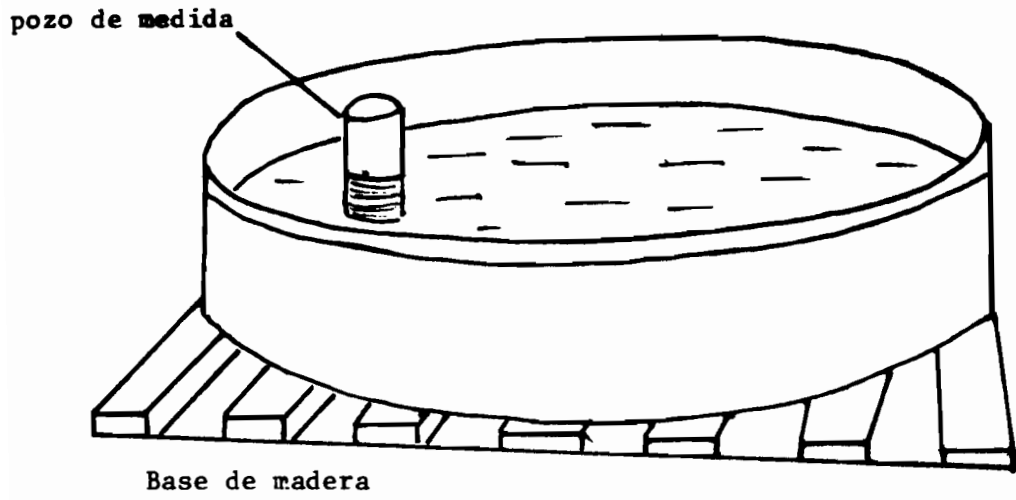


Fig. 7 - Tanque de evaporación (Class A)

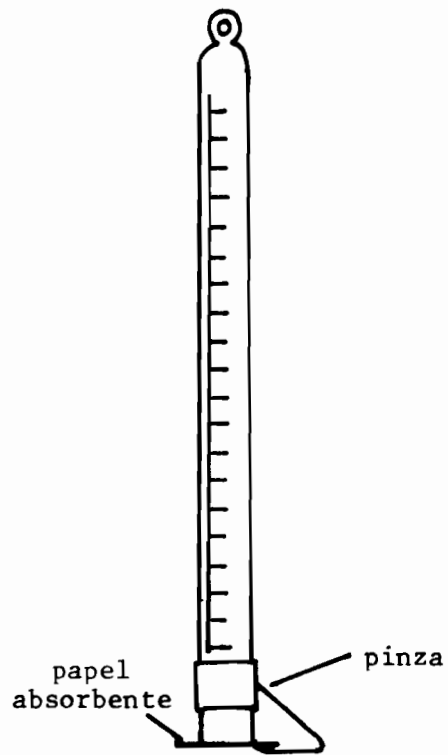


Fig. 8 - Evaporímetro Piche

CAPITULO VI

METODOS DE ANALISIS EN AGROCLIMATOLOGIA

1. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION CLIMATICA

1.1 Los datos climáticos

a. La información básica

Los datos que sirven de base en los estudios agroclimáticos son los valores observados o registrados diariamente en las estaciones de la red meteorológica, es decir:

- la precipitación P , expresada en forma de una altura de agua diaria
- las temperaturas bajo abrigo: la temperatura máxima diaria T_x , la temperatura mínima diaria T_n , las temperaturas del termómetro seco y del termómetro mojado que constituyen el psicrómetro de las cuales se deduce el valor de la presión real del vapor de agua del aire p . Por lo menos se hacen tres observaciones diarias de estas dos últimas temperaturas
- la humedad relativa del aire H y la temperatura del aire T registradas bajo abrigo sobre gráficas semanales
- la dirección y la velocidad V del viento
- la duración diaria de insolación n y la radiación global diaria R_g
- la evaporación diaria E del tanque de agua libre o la del evaporímetro Piche

Los valores diarios observados o registrados a nivel de la red meteorológica constituyen series de datos muy largas.

A veces se necesitan estos datos en su forma elemental, pero frecuentemente se intenta reducirlos utilizando sumas cuando los datos se pueden acumular (tales como la lluvia, la evaporación, la duración de insolación o la radiación solar) o en forma de promedios para los demás (temperatura, humedad del aire, velocidad del viento). El período de tiempo utilizado es múltiplo del día; se utiliza generalmente la década, el mes o el año.

b. Caracterización de la repartición interanual

Se puede reducir la información climática almacenada en el transcurso de los años utilizando parámetros que caracterizan su distribución interanual.

Existen parámetros que indican la tendencia central:

- La media aritmética

Representa el cociente de la suma de los valores por su número (se denomina también promedio):

$$\bar{x} = \sum_i x_i / N \quad (1)$$

- La normal

Es una media aritmética "estabilizada" que se refiere a un gran número de datos y que, por lo tanto, es representativa del elemento considerado; generalmente es un promedio que se refiere a un gran número de años, por lo menos 30.

- La mediana

Cuando se ordenan los términos de una serie según sus valores crecientes, la mediana corresponde al valor central, de tal modo que exista un número igual de valores de ambos lados de la serie. Si existe un número impar de datos $2N+1$, la mediana es el dato $N+1$, en el caso contrario ($2N$) es el promedio de los datos N y $N+1$.

Otros parámetros caracterizan la dispersión de la distribución:

- La amplitud de variación

Diferencia entre el valor más grande y más pequeño de la serie: $x_x - x_n$.

- La desviación estándar

Es la raíz cuadrada de la varianza definida como el promedio de los cuadrados de las desviaciones con respecto a la media:

$$\sigma = \sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 / N} \quad (2)$$

- El coeficiente de variación

Es el cociente de la desviación estándar por la media, expresado en porcentaje:

$$V = \sigma / \bar{x} \quad (3)$$

V caracteriza la dispersión de los datos con respecto a la media, y por lo tanto, la representatividad o significado de la misma.

1.2 El análisis frecuencial de los datos climáticos

Un promedio tiene un significado real solamente si no existe una dispersión de los datos demasiado grande alrededor de él; es decir, si el coeficiente de variación es bajo. Si la dispersión es importante, sólo el análisis frecuencial puede dar una idea de las características de la serie.

a. Representación gráfica de las series climatológicas

Se representan generalmente en forma de histogramas. Se divide la amplitud de variación del elemento considerado en intervalos iguales denominados clases. Luego se determina el efectivo de

cada clase, es decir el número de datos cuyos valores están comprendidos entre los dos límites de la clase. Si N representa el efectivo total de la muestra y n_i el efectivo de la clase i , la frecuencia de la clase i vale $f_i = n_i/N$ con $N = \sum n_i$. En una gráfica cuya abscisa representa una escala adaptada a los datos considerados y cuya ordenada una escala de frecuencia graduada de 0 a 1, se trazan rectángulos contiguos de base constante, igual al intervalo de clase escogido, y de altura igual a la frecuencia de cada clase (véase Fig. 1). La clase que corresponde a la frecuencia máxima se denomina clase modal. A la línea que junta los centros de las bases superiores de cada rectángulo se le llama polígono de frecuencia. Cuando el intervalo de clase se vuelve muy pequeño, el polígono de frecuencia tiende teóricamente hacia una curva límite denominada curva empírica de frecuencia.

Las curvas de frecuencia pueden presentar formas diversas, va sea con un solo máximo (unimodal), con dos máximos (bimodal) o en forma de J invertida o de U (véase Fig. 2). Una curva unimodal puede ser simétrica o disimétrica respecto al eje vertical que pasa por el máximo de la curva y simboliza la moda M_0 , es decir el valor de la variable que presenta la máxima frecuencia. Se mide la disimetría por medio del coeficiente $S = (\bar{x} - M_0)/\sigma$, llamado coeficiente de disimetría de Pearson.

b. Cálculo de las frecuencias

El análisis frecuencial aplicado a los datos climáticos permite resolver generalmente dos tipos de problemas:

- fijándose un valor como umbral se busca la frecuencia con la cual este umbral es superado o no-superado. Por ejemplo, se puede buscar, para un mes dado en un lugar determinado, con qué frecuencia la lluvia supera la ETP, interpretándose esta frecuencia como el número probable de años en que puede ocurrir el fenómeno cada diez años.

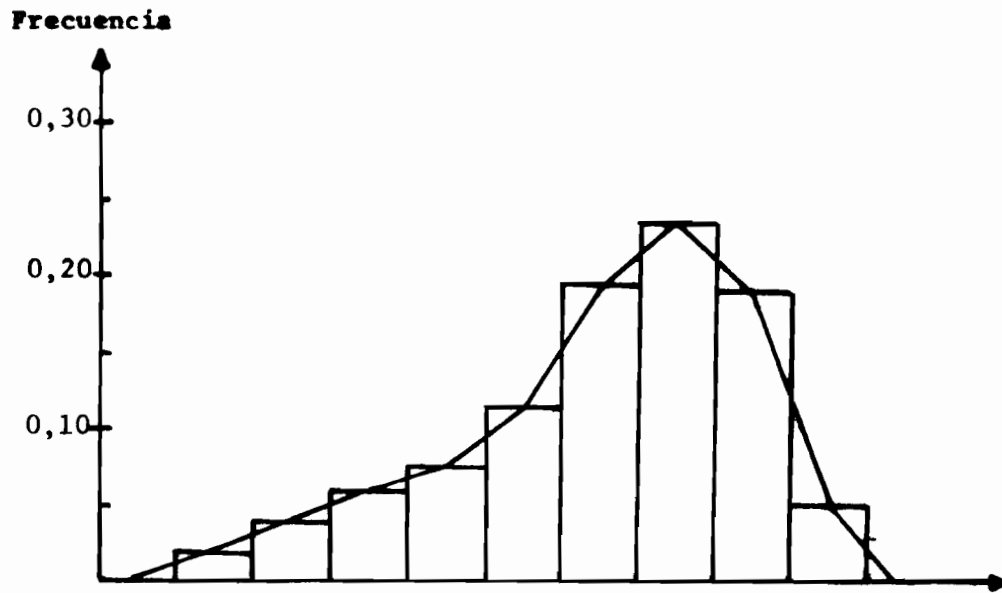


Fig. 1 - Histograma y polígono de frecuencia

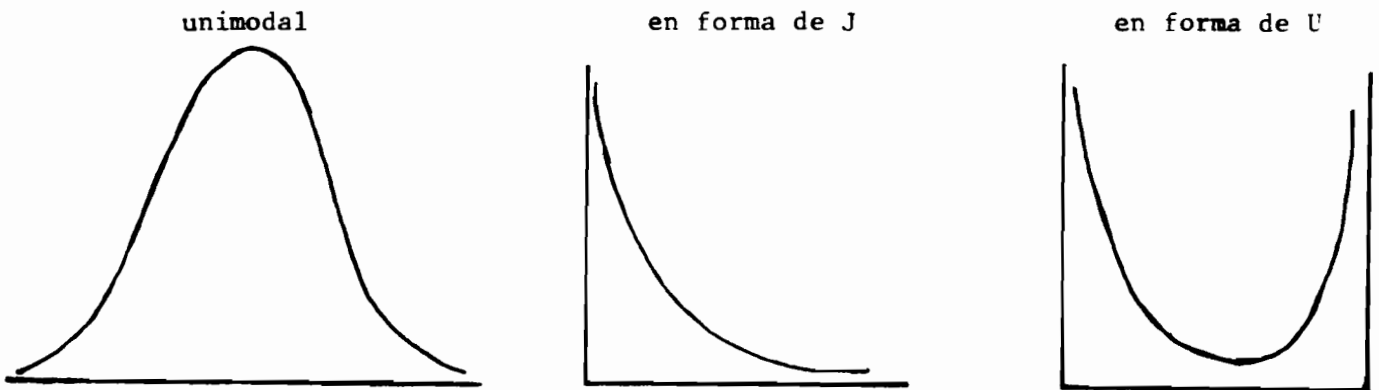


Fig. 2 - Formas de las curvas de frecuencia

- el problema inverso consiste en fijarse una frecuencia de superación o no-superación y buscar el valor de la magnitud correspondiente. Por ejemplo, cuál es la cantidad de lluvia que se puede esperar con la probabilidad 0,75 (es decir 3 años cada 4).

Para contestar a estas preguntas existen dos maneras de procesar los datos históricos, la manera matemática y la manera empírica.

- La manera matemática consiste en ajustar leyes teóricas de probabilidad a la muestra considerada y luego utilizar las expresiones matemáticas obtenidas para calcular las probabilidades o los umbrales buscados. La escogencia de la ley teórica es dictada por el examen de la curva empírica de frecuencia. Dentro de las leyes más usadas en climatología hay que citar la ley normal (o de Laplace-Gauss) que se aplica a las distribuciones unimodales simétricas, la ley Γ (Gamma) incompleta que es representativa de las distribuciones unimodales con disimetría positiva o en J. Esta última ley se utiliza a menudo para el análisis de la lluvia.
- La manera empírica consiste en calcular directamente a partir de la muestra los umbrales o las frecuencias. Supongamos una muestra de N valores mensuales de lluvia, correspondiendo cada valor a un año particular. Para calcular la frecuencia de superación de la ETP por la lluvia se va a contabilizar el número n de valores encima del valor mensual de la ETP, y la frecuencia buscada se escribirá: $f = n/N$. También se puede calcular empíricamente el valor de la variable que corresponde a una probabilidad dada de superación o no-superación y para eso se utilizan los cuantiles. Un cuantil es un grupo de dos valores particulares de la variable tales que el porcentaje de datos inferiores a la más pequeña sea igual al porcentaje de los datos superiores a la

más grande. Los cuantiles más usados son los cuartiles (1/4 de las observaciones por ambas partes), los quintiles (1/5) y los deciles (1/10). Para calcular un cuantil se ordenan los datos de la muestra de menor a mayor y se dividen en varias partes (4 para el cuartil, 5 para el quintil, etc.) con igual número de datos en cada una. El valor que delimita la primera parte y el que delimita la última representan respectivamente el cuantil inferior y superior.

Por ejemplo, el umbral de probabilidad 0,75 de superación (3 años cada 4) corresponde al cuartil inferior y el umbral de probabilidad 0,75 de no-superación corresponde al cuartil superior.

2. METODOS DE ANALISIS DE LAS CONDICIONES HIDRICAS

2.1 El balance hídrico climático

El balance hídrico climático (o potencial) representa la diferencia $P - ETP$, siendo P la precipitación y ETP la evapotranspiración potencial. Generalmente se estudia este balance a nivel del mes con valores medios de la lluvia \bar{P} y de la evapotranspiración \overline{ETP} . Un mes cuyo balance $\bar{P} - \overline{ETP}$ es negativo es considerado como seco, y húmedo cuando es positivo. En la Figura 3 presentamos como ejemplo resultados obtenidos para la estación de Cenicafé (Chinchiná) en Colombia (alt. 1 310 m, lat. 4°59'N, long. 75°35'W). El valor medio de la lluvia de cada mes se calculó a partir de una muestra de 20 años de registro (que incluye los años 1961 a 1980). La ETP media mensual se calculó mediante la fórmula de Priestley-Taylor a partir de los valores medios de temperatura y de brillo solar de 5 años (1976-1980). Siendo la variabilidad interanual de la ETP mucho menor a la de la lluvia, el número de años que se debe tomar en cuenta para que la media sea representativa puede ser menor.

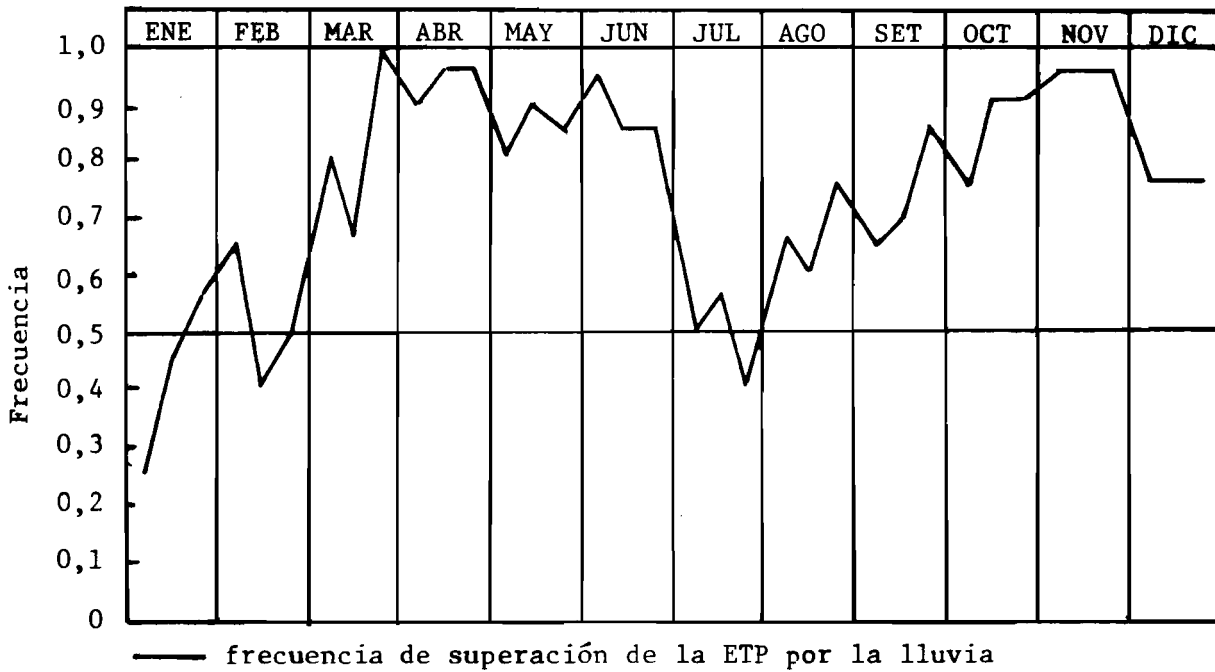
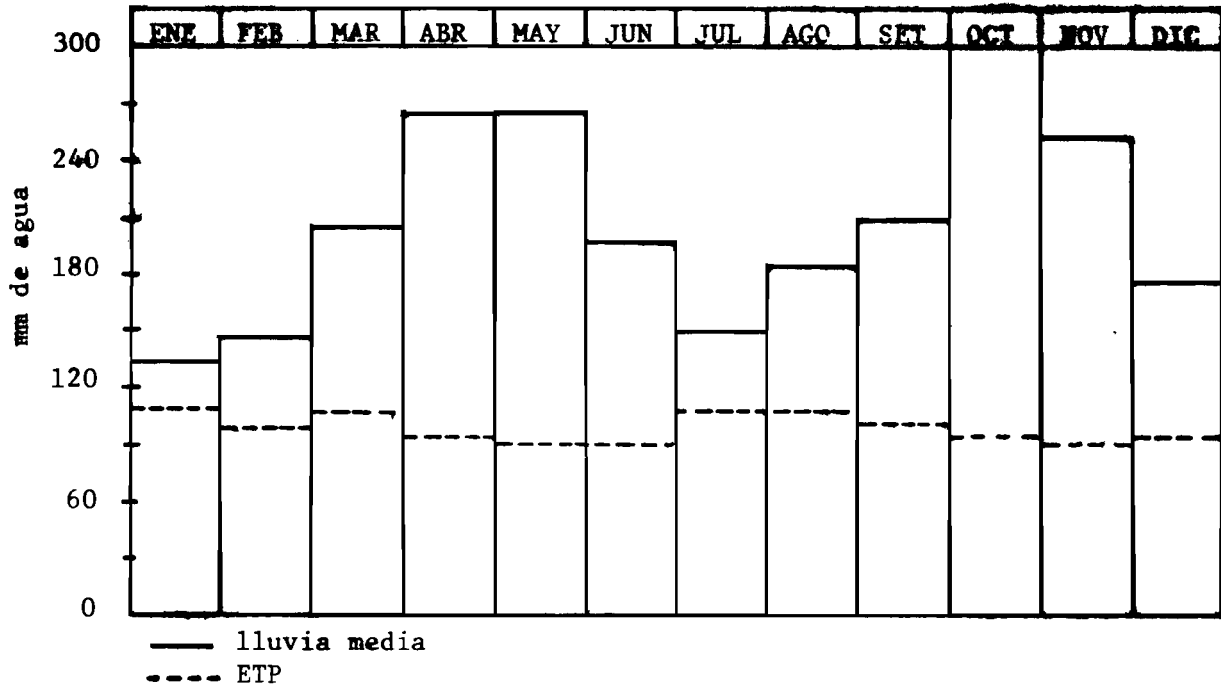


Fig. 3 - Análisis del balance hídrico climático (estación de Cenicafé, Colombia), en valores medios y en frecuencia

Si se quiere tomar en cuenta el aspecto aleatorio de la pluviosidad y considerar el riesgo climático correspondiente, es necesario utilizar la expresión frecuencial. Además se mejora mucho el análisis si en lugar del mes como período elemental se utiliza la década (período de 10 días). En efecto, la década representa una duración mejor adaptada a la práctica agrícola que el mes, en particular para determinar las fechas de intervención (siembra o plantación, cosecha).

El principio del análisis frecuencial aplicado al balance hídrico climático por década consiste en dividir el año en 36 períodos elementales de 10 días cada uno (para abarcar todo el año) y después calcular, para cada década, la frecuencia de superación de la ETP por la precipitación. Esta frecuencia se calcula de manera empírica a partir de la muestra de los datos diarios registrados y se interpreta como el número probable de años en que puede ocurrir el fenómeno cada diez. Se ponen los resultados en un gráfico cuya abscisa representa una escala de tiempo graduada en décadas (36) y la ordenada una escala de frecuencia graduada de 0 a 1. En la Figura 3 presentamos el ejemplo de la estación de Cenicafé (cálculos realizados con la misma muestra de 20 años).

2.2 El balance hídrico real: un modelo de simulación

El balance climático o potencial constituye básicamente una manera muy simple de representar el balance hídrico real, ya que éste no toma en cuenta el papel de reserva que desempeña el suelo al almacenar y restituir el agua de lluvia. La ecuación que traduce el balance hídrico real del suelo se escribe de la manera siguiente:

$$\Delta RH = P + R - ET \pm D \pm E \quad (4)$$

ΔRH representa la variación de la humedad del suelo, P los aportes de agua por la precipitación, R los aportes por riego; ET representa la pérdida de agua por evapotranspiración, D el drenaje o la ascensión capilar del agua y E la escorrentía.

Vamos a presentar un modelo que intenta caracterizar mejor las condiciones de abastecimiento hídrico de las plantas a través de una simulación de la evolución de la reserva hídrica del suelo. Los datos climáticos que sirven de entrada al modelo son, por una parte, las precipitaciones diarias que aparecen en forma de una matriz $PJ(m, 365)$, representando m el número de años de registro, por otra parte, los valores promedios interanuales de la evapotranspiración potencial colocados en la forma de un vector de valores diarios $EPJ(365)$. Este modelo considera únicamente el caso de un suelo horizontal y de un cultivo perenne que lo cubre totalmente.

a. La reserva hídrica del suelo

La reserva hídrica del suelo, representada por RH , constituye la cantidad de agua almacenada en el suelo y disponible para las plantas. Es un número positivo, expresado en milímetros, que varía entre 0 y la reserva útil RU . Teóricamente la reserva útil evoluciona en función de la profundidad de las raíces, es decir, en función del estadio de desarrollo del cultivo. Siendo el cultivo considerado un cultivo perenne, se puede considerar que su arraigamiento es aproximadamente constante en el transcurso del tiempo. De esta manera, supondremos que la reserva útil RU se queda constante.

b. La lluvia eficaz

Admitiremos que una lluvia demasiado débil ($P < P_n$) se evapora inmediatamente sin que logre contribuir a la reconstitución de la reserva hídrica. Si P_j designa la lluvia registrada del día j y PE_j la lluvia eficaz, escribiremos pues:

$$PE_j = \begin{cases} P_j & , \text{ si } P_j \geq P_n \\ 0 & , \text{ si } P_j < P_n \end{cases} \quad (5)$$

Siendo el suelo horizontal, podemos considerar la escorrentía como nula. De este modo, si la intensidad de la lluvia es superior a la capacidad de infiltración del suelo, el agua que no se infiltra inmediatamente se quedará en el mismo lugar en estado libre hasta el momento que se evapore o se infiltre. Tampoco consideraremos transferencias laterales de agua dentro del suelo.

c. El drenaje

Si la cantidad de lluvia caída el día j es superior a la capacidad de retención de la capa de suelo considerada, habrá drenaje, es decir, una pérdida de agua por percolación subterránea. La capacidad de retención del suelo el día j , designada por CR_j , corresponde a la diferencia entre la reserva útil RU y la reserva hídrica del día anterior RH_{j-1} : $CR_j = RU - RH_{j-1}$. La cantidad de agua perdida por drenaje se escribe pues:

$$DR_j = \begin{cases} P_j - CR_j, & \text{si } P_j > CR_j \\ 0 & , \text{ si } P_j \leq CR_j \end{cases} \quad (6)$$

d. La evapotranspiración real

La evapotranspiración máxima ETM evoluciona, con respecto a la ETP , en función del estado de recubrimiento del suelo por el follaje. En el caso de un cultivo cuyo follaje cubre totalmente el suelo, se puede admitir que la ETM iguala a la ETP .

En cuanto a la evapotranspiración real, ETR , ella evoluciona, con respecto a la ETM , en función del estado de la reserva hídrica del suelo. Los conceptos clásicos sobre la utilización del agua del suelo por las plantas consideran una reserva fácilmente utilizable, RFU , que representa la fracción de la

reserva útil utilizable por las plantas sin dificultad, es decir, sin que eso provoque un cierre de los estomas, y que por lo tanto, no exista una reducción de la evapotranspiración con respecto a la ETM. Abajo de un umbral, llamado humedad crítica, la ETR decrece, conforme el agua disponible disminuye, hasta el punto de marchitez permanente donde se anula. La humedad crítica, que constituye el umbral de regulación para las plantas, varía según el tipo de suelo y el desarrollo de las raíces. Pondremos: $RFU = c \cdot RU$, siendo c un coeficiente de ajuste ($0 < c < 1$). De este modo se encuentra definida también una reserva difícilmente utilizable RDU que es el complementario de la RFU respecto a la RU:
 $RU = RFU + RDU$.

Supondremos en este modelo que el cociente ETR/ETM aumenta linealmente de 0 a 1 en función de la reserva hídrica del suelo RH, cuando ella pasa del valor 0 al valor RDU, y se mantiene en este valor cuando la reserva fluctúa entre RDU y RU. Si RH_{j-1} representa el estado de la reserva hídrica al final del día $j-1$, al inicio del día j se puede escribir:

$$ETR_j/ETM_j = \begin{cases} 1 & , \text{ si } RH_{j-1} \geq RDU \\ RH_{j-1}/RDU & , \text{ si } RH_{j-1} < RDU \end{cases} \quad (7)$$

e. La ecuación del balance hídrico

La ecuación que traduce el balance hídrico se escribe sobre una base diaria:

$$RH_j = RH_{j-1} + PE_j - ETR_j - D_j \quad (8)$$

Esta ecuación sirve como relación recurrente para calcular las reservas hídricas diarias sucesivas. El proceso recurrente se inicia el primero de enero del primer año de registro de la pluviosidad PJ(1,1) y los años siguientes pueden encadenarse regularmente: el 31 de diciembre del año n con el primero de enero del año n+1. A menos que se conozca la reserva hídrica al inicio del proceso recurrente, RH_0 , se pueden utilizar las consideraciones siguientes para iniciar el proceso: si el día 1 se encuentra en plena estación seca, se escoge $RH_0 = 0$, y si se encuentra en plena estación lluviosa, $RH_0 = RU$; de lo contrario, se toma un valor medio $RH_0 = RU/2$.

f. Aplicación y utilización práctica del modelo

El modelo propuesto debe servir en primer lugar al análisis agroclimático, basado en la explotación estadística de las series históricas de datos climáticos. Este modelo programado permite determinar, a partir de los datos diarios de lluvia, en una base diaria, la reserva hídrica del suelo (RH), el drenaje (DR) y el déficit hídrico $DH = ETM - ETR$, apareciendo cada uno de estos parámetros en forma de una matriz que tiene las mismas dimensiones que la de la lluvia (m, 365). Conociendo eso se puede caracterizar estadísticamente las condiciones de abastecimiento hídrico de las plantas, los riesgos de sequía o de exceso de agua. En cuanto al abastecimiento de las plantas puede ser interesante considerar el índice siguiente, denominado índice de satisfacción hídrica:

$$I = (1 - DHC/NHC) \cdot 100 \quad (9)$$

donde NHC representa las necesidades del cultivo acumuladas sobre un período particular del año o una fase particular del ciclo vegetativo:

$$NHC = \sum_j ETM_j$$

y DHC, el déficit hídrico acumulado sobre el mismo período:

$$DHC = \sum_j DH_j$$

De manera general, I expresa en forma de porcentaje el grado de satisfacción de los requerimientos hídricos del cultivo considerado.

