GEOGRAFÍA DE LA ATMÓSFERA

Apuntes realizados de acuerdo al programa vigente de la Licenciatura de Geografía, Colegio de Geografía, Facultada de Filosofía y Letras, UNAM.

Octubre, 1979.

Laura Elena Maderey R., Profesora de la Cátedra Geografía de la Atmósfera, en el Colegio de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM e Investigadora en el Instituto de Geografía, UNAM.

CONTENIDO

I. Introducción

- 1. Diferencia entre tiempo y clima.
- 2. Diferencia entre Meteorología y Climatología.
- 3. Ramas de la Climatología
- 4. Elementos y factores del clima
- 5. Datos utilizados en Climatología

ll. Circulación de la Atmósfera

- 1. Circulación general
- a) Desarrollo histórico
 - Esquema de Ferrel
 - Esquema de Bjerknes
 - Esquema de Rossby
- b) Modificaciones y movimientos que mafiestan los cinturones de alta y baja presión debido a la distribución de tierras y mares.
- c) Consecuencias derivadas de los procesos termodinámicos de la circulación general de la atmósfera en relación a los fenómenos acuosos.
- d) Ciclones extratropicales
- e) Esquema de la circulación general de la atmósfera según Petterssen.
- 1. Circulación regional
- a) Monzones
- b) Ciclones tropicales
- 2. Circulación local
- a) Brisas de mar y de tierra
- b) Brisas de valle y de montaña
- c) Convección local

III. Los diversos sistemas de clasificación de climas

- 1. Sistema de Emmanuel de Martonne
- 2. Sistema de C.W. Thornthwaite
- 3. Sistema de Köppen
- 4. Algunos índices de aridez

IV. Sistema de clasificación climática de W. Köppen

- 1. Zonas climáticas
 - a) Diferenciación entre los climas lluviosos y los climas secos
- 2. Tipos de clima
 - a) Climas de la zona A
 - b) Climas de la zona B
 - c) Climas de la zona C y D
 - d) Climas de la zona E
- 3. Determinación del clima
- 4. Relación entre la circulación general de la atmósfera y las zonas y tipos de clima
- 5. Distribución geográfica de los tipos fundamentales de clima según la clasificación de Köppen

V. Bibliografía

I. INTRODUCCIÓN

1. Diferencia entre tiempo y clima.

En la medida en que la Geografía estudia la distribución, la Geografía de la Atmósfera se refiere a los estados que presenta la atmósfera en los distintos lugares

de la superficie terrestre. Al tratar estos estados intervienen dos estados cuya diferenciación es muy importante; por una parte se tiene el *tiempo* y por otra el *clima*.

El vocablo tiempo, por lo que a la atmósfera se refiere, es el estado de condiciones meteorológicas en un "momento" dado. Ese "momento" es un lapso que puede durar horas, días e inclusive semanas.

Estas condiciones meteorológicas o atmosféricas, que constituyen el tiempo, presentan tendencias constantes, aunque no regulares, a adoptar estados semejantes en los mismos lugares y en los mismos momentos del año. Por ejemplo en el Valle de México se tiene que en el verano y el otoño de todos los años, llueve, en el invierno desciende la temperatura y en primavera se tiene la época de calor (tendencias constantes); sin embargo no todos los años empieza a llover en la misma fecha, ni cae la misma cantidad de lluvia y no todos los años se siente el mismo calor ni el mismo frío (no regulares).

Así se pueden distinguir sucesiones frecuentes de tipos de tiempo que dan lugar al *clima*.

El climatólogo Julius Hann conceptuó al *clima* como el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un lugar determinado de la superficie terrestre.

Posteriormente Max Sorre, climatólogo francés, consideró al *clima* como la serie de estados de la atmósfera (tiempos) sobre un lugar en su sucesión habitual.

Ambos conceptos se complementan de tal manera que para determinar el clima es necesario, por una parte definir, a través de las características atmosféricas, las condiciones medias existentes en una región dada, y por la otra, conocer los tipos de tiempo que explican esas condiciones.

Entonces se tiene que, a corto plazo, el *tiempo* condiciona, entre otras cosas la seguridad de los medios de transporte, la dispersión o estancamiento de los contaminantes atmosféricos y a largo plazo el *clima* es el que determina la vegetación natural y el que hace que una región sea o no habitable.

2. Diferencia entre Meteorología y Climatología.

El *tiempo* es objeto de estudio de la Meteorología que es una rama de la Geofísica y el *clima* es objeto de estudio de la Climatología, rama de la Geografía Física. Por tal motivo al hablar de Geografía de la Atmósfera se habla de Climatología, la cual a su vez resulta del análisis del tiempo en sus aspectos estadístico y causal, es decir no

solamente se ocupa de la determinación y descripción del clima, sino también de entender los distintos tipos de tiempo que lo originan.

3. Ramas de la Climatología.

El campo de estudio de la Climatología se puede dividir en dos grandes ramas, la Climatología Física y la Climatología aplicada.

La Climatología Física es en si la Climatología pura, consiste en el análisis de leyes y teorías físicas así como de información meteorológica para determinar y explicar los climas tal como se presentan en la Tierra. A su vez esta parte de la Climatología se subdivide en Climatología sinóptica que trata del estudio de los fenómenos que ocurren en la atmósfera a la misma hora a través de observaciones hechas simultáneamente. Tiene como fin práctico el pronóstico; Climatología dinámica que estudia los movimientos importantes en la atmósfera y los procesos y características atmosféricas que producen tales movimientos; Climatología del balance de energía que estudia la transferencia de energía por radiación, convección y calor latente en el sistema Tierra- atmósfera con el propósito de conocer mejor las causas de los valores observados de los elementos climatológicos por un lado y por otro para tratar de predecir lo que podría suceder a los climas de la Tierra si alguna vez hubiera cambios importantes en la cantidad de energía contenida en el sistema o en las velocidades de su intercambio.

La *climatología aplicada* consiste en la utilización, aplicación (como su nombre lo indica) de los conocimientos de Climatología física para explicar otros hechos y fenómenos que ocurren en la superficie terrestre, especialmente los referentes a la vida con objeto de adoptar las medidas más adecuadas en materia de planeación.

Esta rama también se puede subdividir y así se tiene a la *Bioclimatología* que se refiere al efecto del clima en todos los aspectos de la vida, dentro de la que surgen relaciones entre el clima y la salud (Climatología médica), el clima y la vegetación, el clima y los animales etc.

Por otra parte se tiene la influencia que ejerce el clima en las actividades humanas como por ejemplo el efecto de éste en la agricultura (Agroclimatología), en el transporte (Climatología aeronáutica), la Industria, la urbanización (Climatología urbana). Relaciones que a la vez pueden estudiarse en sentido inverso, es decir cómo influyen esas actividades humanas en el clima, hay que considerar los efectos de la contaminación atmosférica.

También existen relaciones del clima con otros hechos y fenómenos aunque no se refieren directamente a la vida en la Tierra si están íntimamente vinculados con ella como son los suelos y la hidrología.

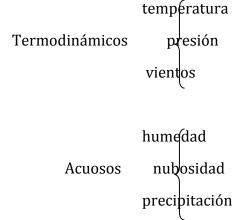
Por último, una rama muy peculiar de la Climatología es La *Paleoclimatología* que estudia los climas del pasado a través de las distintas eras geológicas. Debido a que obviamente no se cuenta con los registros climatológicos necesarios, se vale de otros índices para llevar a cabo su objetivo. Entre estos índices están los registros históricos, biológicos (crecimiento de anillos en los árboles), geológicos (glaciares), etc.

De acuerdo con la extensión del área en la que se lleva a cabo el estudio climatológico y el detalle del mismo se habla de Macroclimatología, Mesoclimatología y Microcliamtología.

4. Elementos y factores del clima.

Los elementos del clima y por lo tanto del tiempo, son aquellas propiedades físicas de la atmósfera que precisamente definen el clima y el estado del tiempo en un lugar dado de la superficie terrestre.¹

Estos elementos se han clasificado como sigue²:



Los elementos climáticos sufren variaciones de un lugar a otro por diversas causas conocidas como *factores climáticos*, estos son:³

¹ SAG. Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la clase IV. Vol.2, Climatología. Pág. 3. México, D.F. 1976.

² Vivó E., J.A. *Geografía física*. Pág. 182. México, D.F., 1976.

³ García, E. *Apuntes de Climatología*. Pág. 2 México, D.F. 1978.

- 1) Latitud (Distancia angular al Ecuador)
- 2) Altitud (altura sobre el nivel del mar)
- 3) Relieve (configuración superficial de la Tierra)
- 4) Distribución de tierras y aguas
- 5) Corrientes marinas

En ocasiones un elemento puede actuar como factor; por ejemplo la velocidad del viento representa un elemento, sin embargo puede obrar como factor controlando la precipitación según la proporción en que acarree humedad procedente del mar.

Para conocer el tipo de clima de un lugar es necesario el registro sistemático de los elementos y el considerar la influencia que ejercen en ellos los factores.

5. Datos utilizados en Climatología.

De acuerdo con el concepto de clima es preciso el estudio y registro de los distintos elementos del clima, sin embargo los más estudiados son la temperatura y la precipitación dado que los aparatos que los registran son de fácil adquisición y manejo. Esto en particular se presenta en países como México, en donde las personas están directamente a cargo de los aparatos de registro, tienen una preparación y reciben un sueldo mínimo.

Los sitios en donde se colocan los aparatos para las observaciones de la atmósfera, se denominan estaciones meteorológicas. Así existen estaciones termométricas en donde solo se registra la temperatura; pluviométricas, en donde únicamente se registra la precipitación; termopluviométricas o bien observatorios meteorológicos, los más completos desde el punto de vista instrumental, es decir registran todos o la mayor parte de los elementos meteorológicos.

Para la caracterización del estado medio de la atmósfera o de la serie de estados de la misma en su sucesión habitual es necesario contar con datos que abarquen un considerable periodo, se considera que como mínimo debe comprender 35 años⁴, lapso en el que se estima que una estación u observatorio se ha encontrado en todas las condiciones meteorológicas susceptibles de ocurrir en el lugar de que se trate. De esta manera la media de las observaciones de ese lapso pueden considerarse como índice de las condiciones climatológicas. Pero debido a que no existe una organización meteorológica completa en todo el mundo, existen grandes extensiones terrestres sobre las que nos e cuenta con datos confiables por no abarcar un periodo de tiempo que se aproxime al indicado.

_

⁴ Miller, A.A. *Climatología* pág. 19. España, 1957.

Por lo que se refiere a México hay muy pocas estaciones que cumplen con este periodo de observaciones, tan pocas que ya las que cuentan con 15 o 10 años se consideran como buenas.

Procesamiento de datos.

Como ya anteriormente se dijo, los elementos más estudiados son la temperatura y la precipitación, además de las causas antes mencionadas, porque son los más importantes, pues prácticamente son representativos de los demás de su respectivo grupo, por otra parte en su combinación se basa la clasificación climática que se examina más adelante.

A continuación se presenta la forma como se analizan estos elementos para poder clasificar un clima.

Temperatura

Existen dos tipos de aparatos que registran la temperatura, los termómetros y los termógrafos.

Los termómetros son los aparatos que miden la temperatura.

Los termógrafos son aparatos que registran en una gráfica las variaciones de la temperatura a lo largo de determinado tiempo, puede ser de un día o bien de una semana.

Del procesamiento estadístico de los datos de temperatura resultan los siguientes índices⁵:

Temperatura media diaria. Viene siendo el promedio de las temperaturas de las 24 horas del día, sin embargo, muy pocos observatorios tienen información horaria, algunos tienen lecturas de cada cuatro horas, pero por lo general se hacen tres observaciones al día, comúnmente a las 7 a.m. 13 p.m. y 18 p.m. Se escogen estas horas debido a que se considera que la primera observación corresponde a la temperatura mínima del día, la segunda a la máxima y la tercera a la media así la temperatura media del día es igual al promedio de las tres lecturas efectuadas:

-

⁵ García, T *op. cit* pág. 31-33.

Si en la estación existe el termómetro de tipo Six de máxima y mínima, la temperatura diaria se obtiene con la semisuma de la temperatura máxima y mínima del día:

$$T media diaria = \frac{T_M + T_m}{2}$$

Temperatura mensual. Se obtiene promediando las temperaturas medias diarias, es decir, sumando las temperaturas medias de cada día y dividiendo entre el número de días que tenga el mes. (Fig. 1)

Temperatura anual. Es el promedio de las temperaturas mensuales en un año; se suman las temperaturas mensuales de los meses del año y se divide entre 12. (Fig. 1)

Temperatura media mensual. Resulta de promediar las temperaturas mensuales de determinado mes en un periodo (10, 20, 35 años). Así se habla de la temperatura media de Enero, temperatura media de Febrero, etc. (Fig.1)

Temperatura media anual.

Se puede obtener de dos formas:

- 1. Al promediar las temperaturas anuales en un periodo (10, 20, 35 años)
- 2. Sumando las 12 temperaturas medias mensuales y dividiendo entre 12, o sea promediando las temperaturas medias mensuales. (Fig.1)

Temperatura máxima absoluta o máxima maximórum. Es la temperatura más alta registrada en la estación meteorológica. (Fig. 2)

Temperatura mínima absoluta o mínima minimórum. Es la temperatura más baja registrada en la estación meteorológica. (Fig. 3)

Oscilación térmica. Es la amplitud de la variación de la temperatura, es decir, es la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima en un determinado periodo (1 día, diaria; un año, anual; de las medias mensuales, media anual)

Precipitación.

Los aparatos que se emplean para medir la altura de la lluvia en mm son los pluviómetros.

Los pluviógrafos son los aparatos que registran la altura de la lluvia a través del tiempo.

La lectura del pluviómetro se hace una vez al día generalmente a las 8 a.m., de tal manera que la medida corresponde a la cantidad de agua precipitada del día anterior.

Del procesamiento estadístico de los datos de precipitación se obtienen los índices siguientes:

Precipitación diaria. Es la altura en mm que la lluvia alcanza en un día.

Precipitación mensual. Es la suma de las precipitaciones diarias durante todo el mes. (Fig.4)

Precipitación anual. Es la suma de las precipitaciones mensuales durante todo el año. (Fig.4)

Precipitación media mensual. Es el promedio de las precipitaciones mensuales de determinado mes en un periodo (10, 20,35 años). Así se habla de la precipitación media de Enero, precipitación media de Febrero, etc. (Fig4)

Precipitación media anual. Se obtiene de dos formas:

- 1) Promediando las precipitaciones anuales en un periodo (10,20,35 años)
- 2) Sumando las 12 precipitaciones medias mensuales. (Fig.4)

Interpretación gráfica de los datos de temperatura y precipitación.

Las gráficas son de gran utilidad, ayudan a representar objetivamente la variación de la temperatura y la precipitación a lo largo del tiempo (Fig.5).

Las gráficas de temperatura caracterizan las condiciones de calentamiento pues para cada lugar son distintas de acuerdo a la situación geográfica del mismo. Pueden ser diarias (de hecho estas las da el termógrafo), mensuales, anuales.

De las gráficas de temperatura se observa:

Marcha diaria de la temperatura. Es la forma como varía la temperatura a lo largo del día. Se puede ver en la gráfica del termógrafo.

Marcha anual de la temperatura. Es la forma como varía la temperatura a lo largo del año.

Las gráficas de precipitación hacen resaltar la época de lluvias del lugar del que se trate.

11

La representación en una misma gráfica, de la temperatura y de la precipitación permite observar la relación que existe entre las dos. Se acostumbra hacer la gráfica de temperatura en forma poligonal y la de precipitación en forma de barras. (Fig.5)

Otra forma simple de combinar la temperatura y la precipitación en una misma gráfica es por medio del climograma que se traza llevando a un sistema de coordenadas las temperaturas medias mensuales en el eje de las abscisas y las precipitaciones medias mensuales en el eje de las ordenadas. (Fig.6). Este tipo de gráficas resulta muy expresivo.

Mapas de temperatura y precipitación

Cartas de isotermas. Son mapas que muestran la distribución y la variación de la temperatura en el espacio. Esta distribución se hace por medio de las isotermas que son líneas que unen puntos de igual temperatura. Hay cartas de isotermas medias anuales, medias mensuales, isotermas máximas, isotermas mínimas, etc.

Cartas de isoyetas. Son cartas que muestran la distribución y variación de la precipitación en el espacio por medio de las isoyetas que son líneas que unen puntos de igual precipitación. Hay cartas de isoyetas medias anuales, medias mensuales, anuales, etc.

FIGURA I

ESTACIÓN METEOROLÓGICA: La Venta ESTADO: Guerrero

DEPENDENCIA: CFE

LATITUD: 17°07' Norte LONGITUD: 99°34' Oeste ALTITUD: 148.43 m.

TEMPERATURAS MENSUALES

Mes Año	Е	F	М	A	М	J	J	A	S	0	N	D	
1964	27.8	27.6	29.7	30.3	31.2	29.3	28.3	28.3	28.4	28.8	28.6	27.1	28.8
1965	26.9	27.5	28.3	30.3	31.7	29.6	29.4	28.5	28.9	28.4	29.7	28.1	28.9
1966	28.0	28.7	30.1	30.0	31.5	29.7	28.9	28.5	28.1	27.9	27.5	26.9	28.8
1967	26.7	27.4	29.2	30.4	30.6	29.1	28.9	28.5	27.4	27.9	28.3	27.4	28.5
1968	27.2	26.8	27.8	30.0	29.5	28.4	28.9	28.4	28.2	28.1	28.3	28.2	28.3
1969	26.9	28.4	29.5	30.9	31.8	31.2	29.3	27.4	28.0	28.8	28.6	27.6	29.0
1970	27.4	29.1	28.4	30.3	30.7	30.4	28.8	27.9	27.5	29.0	27.6	27.4	28.7
1971	27.5	27.2	29.0	29.3	30.1	29.5	28.2	27.8	27.5	28.1	28.1	27.4	28.3
1972	27.7	27.7	29.4	30.8	32.1	29.1	29.3	28.5	29.0	29.7	29.3	28.5	29.3
1973	28.2	29.1	29.4	30.4	31.3	29.7	28.8	28.6	28.0	28.0	29.2	27.0	29.0
	27.4	28.0	29.1	30.3	31.1	29.6	28.9	28.2	28.1	28.5	28.5	27.6	28.8
													<u> </u>

 C

A – Temperaturas medias mensuales del período 1964-1973

Α

- B Temperaturas anuales
- C Temperatura media anual del período 1964-1973

FIGURA 2

ESTACIÓN METEOROLÓGICA: La Venta

ESTADO: Guerrero

DEPENDENCIA: CFE

LATITUD: 17º07'Norte

LONGITUD: 99º34' 0este

ALTITUD: 148.43 m

TEMPERATURAS MÁXIMAS

Mes Año	E	F	М	Α	М	J	J	А	S	0	N	D		
1964	38.4	37.8	41.1	41.2	40.4	39.8	36.0	36.9	35.6	38.2	39.2	37.8	41.2	
1965	37.8	38.0	39.2	40.0	40.3	41.0	38.3	36.7	36.6	38.2	39.2	38.3	41.0	
1966	38.2	39.0	40.0	40.3	40.2	39.0	36.4	35.7	35.1	36.8	38.2	37.2	40.3	
1967	37.4	39.4	40.5	41.2	39.6	38.1	37.5	38.5	35.2	36.1	37.8	38.8	41.2	\
1968	38.7	37.4	39.4	39.0	38.7	37.5	39.4	36.6	35.6	34.9	37.8	38.0	39.4	1 /
1969	38.2	39.9	40.4	41.5	40.9	39.4	37.1	34.4	35.0	35.2	37.6	39.0	41.5	
1970	39.8	40.2	40.3	40.9	(42.0)	41.1	37.7	35.8	34.2	36.4	36.0	37.5	(42.0)	₽
1971	39.7	38.8	39.7	41.0	39.5	39.0	36.4	34.8	34.5	34.0	36.9	38.5	41.0	
1972	39.0	38.5	40.0	41.5	41.0	40.0	39.0	35.5	36.0	38.0	37.5	38.0	41.5	
1973	39.0	39.5	39.5	41.0	40.0	39.5	37.5	36.5	34.5	36.0	39.0	38.0	41.0	V

- A Temperatura máxima absoluta o máxima maximorum del período 1964-1973
- B Temperaturas máximas anuales

FIGURA 3

ESTACIÓN METEOROLÓGICA: La Venta

ESTADO: Guerrero

DEPENDENCIA: CFE

LATITUD: 17º07' Norte

LONGITUD: 99º34' Oeste

ALTITUD: 148.43 m

TEMPERATURAS MÍNIMAS

Mes Año	Е	F	М	Α	М	J	J	А	S	0	N	D		
1964	18.3	18.0	18.3	19.8	21.9	21.8	21.5	21.5	21.9	20.5	19.5	17.0	17.0	_
1965	16.9	17.3	16.3	19.7	22.4	21.7	21.0	21.8	21.0	20.0	21.0	19.0	16.3	
1966	17.0	17.2	20.0	19.0	22.0	22.0	20.2	21.8	21.8	20.3	17.7	17.3	17.0	
1967	17.3	16.8	19.5	20.5	20.6	21.5	21.2	21.5	21.1	19.0	19.5	16.9	16.8	
1968	17.5	16.7	16.3	20.0	21.1	21.3	21.9	20.0	21.4	21.2	19.5	19.0	16.3	
1969	18.3	17.6	18.3	20.0	21.1	22.0	21.9	21.9	22.2	21.4	17.2	18.0	17.2	
1970	17.8	(15.8)	17.0	18.0	20.0	19.8	22.2	22.0	22.1	22.0	18.9	17.0	(15.8)	-
1971	17.0	16.0	17.0	17.3	19.5	20.9	20.1	21.0	22.0	20.0	19.5	16.5	16.0	
1972	18.0	17.0	18.5	19.5	22.5	21.8	21.5	21.0	22.0	21.0	21.0	18.0	17.0	
1973	17.5	19.0	17.5	21.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	21.5	20.0	17.5	17.5	

A – Temperatura mínima absoluta o mínima minimorum del período 1964-1973

B – Temperaturas mínimas anuales

FIGURA 4

ESTACIÓN METEOROLÓGICA: La Venta

ESTADO: Guerrero

DEPENDENCIA: CFE

LATITUD: 17º07' Norte

LONGITUD: 99º34' Oeste

ALTITUD: 148.43 m.

PRECIPITACIONES MENSUALES EN mm

Mes Año	E	F	М	А	М	J	J	А	S	0	N	D	
1964	0.0	I nap.	0.0	0.0	0.0	201.0	369.5	266.2	597.5	85.5	57.0	9.5	1586.2

														_
1965	12.5	0.0	0.0	0.0	2.5	432.5	130.5	224.0	277.0	128.5	3.5	0.5	1211.5	
1966	0.5	0.0	0.0	50.0	83.0	330.0	389.5	330.5	350.0	160.5	2.5	0.0	1696.5	
1967	24.0	0.0	0.0	0.0	28.0	351.0	216.5	267.1	672.7	120.2	0.0	2.0	1681.5	
1968	34.0	0.5	4.5	0.0	107.6	169.0	176.0	324.3	439.0	200.0	6.0	4.7	1465.6	
1969	10.6	0.0	2.0	0.0	0.0	154.2	499.4	694.5	396.7	84.4	1.5	0.0	1843.3	
1970	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	252.6	192.5	311.0	380.5	139.3	4.0	0.0	1279.9	
1971	0.0	0.0	1.0	0.0	36.6	390.0	481.5	265.8	477.6	226.7	27.0	6.0	1911.6	
1972	0.0	0.0	0.0	3.0	5.0	293.0	370.0	271.0	263.8	30.3	89.0	0.0	1325.1	
1973	0.0	0.0	0.0	73.5	9.0	510.0	240.0	228.5	431.0	144.0	10.0	0.0	1646.5	
	8.2	0.1	0.8	12.6	27.1	308.3	306.6	318.3	424.1	131.9	20.1	2.3	1560.40	\triangleright
														•
A													С	
						•	•						C	

- A Precipitaciones medias mensuales del período 1964-1973
- B Precipitaciones anuales
- C Precipitación media anual del período 1964-1973

ESTACION METEOROLÓGICA: LA VENTA

LATITUD : 17° 07' NORTE

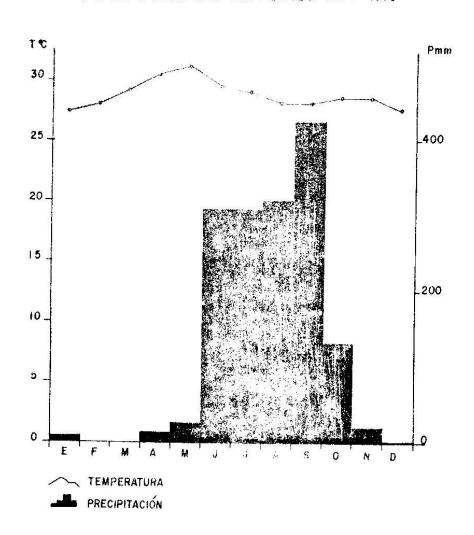
ESTADO: GUERRERO

LONGITUD: 99°34' OESTE

DEPENDENCIA : C.F.E.

ALTITUD : 148 43 m

GRAFICA DE TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES DEL PERIODO 1964 - 1973



ESTACION METEOROLÓGICA : LA VENTA

LA VENTA LATITUD : 17° 07 NORTE
LONGITUD: 99° 34 OESTE

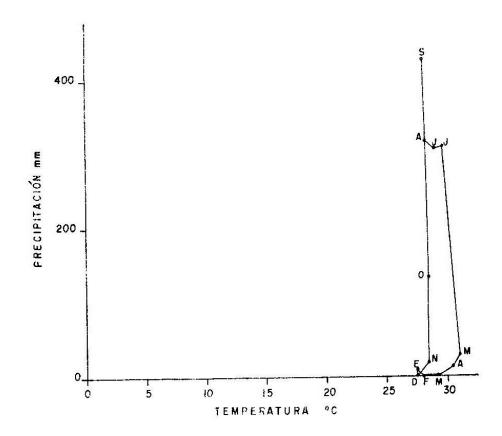
DEPENDENCIA: C.F.E

ESTADO: GUERRERO

ALTITUD : 148.43 m

CLIMOGRAMA

(Temperaturas y precipitaciones medias mensuales)



II CIRCULACIÓN DE LA ATMÓSFERA

1. Circulación general.

Se entiende por circulación general de la atmósfera el flujo medio del aire sobre el globo terrestre. Es el movimiento generalizado y burdo de la atmósfera, el cual visto por regiones se vuelve un espectáculo complicado. Para obtener una visión general del movimiento de la atmósfera se promedian las observaciones del viento de largos períodos.

Desarrollo histórico.

Las observaciones de la atmósfera datan del siglo XVII cuando se empezaron a inventar los diversos aparatos e instrumentos para el registro y observación de los diversos fenómenos meteorológicos. A mediados del siglo XIX se empezaron a hacer observaciones sistemáticas de la atmósfera y como consecuencia aparecieron los primeros mapas de distribución de temperatura, lluvia y vientos; así en 1898 sale la primera obra de Climatología hecha por Julius Hann.

Con respecto a la circulación general de la atmósfera en la segunda mitad del siglo XVII (1686) el astrónomo británico Edmund Halley presentó la teoría científica, concibió la idea de que los vientos tropicales dominantes tenían un origen térmico y sugirió que los vientos alisios soplaban de una dirección del Este debido a que tendían a seguir la trayectoria del sol para converger en el área de más calor. En el siglo XVIII (1735) el inglés George Hadley objeta la explicación de Halley sobre la componente del este de los vientos alisios, él comprendió que la superficie de la Tierra se mueve más rápido hacia el este en las bajas latitudes que cerac de los polos y que por lo tanto una masa de aire al moverse hacia el ecuador debe quedar retrasadas con respecto al meridiano sobre el cual se desplaza a su llegada al ecuador. Esta explicación cualitativa precede cerca de un siglo a la expresión matemática de la fuerza de Coriolis que explica cuantitativamente la desviación del viento.

Sin embargo Hadley aceptó la noción de Halley acerca del origen térmico de los vientos tropicales y supuso que el kovimiento general de los vientos alisios hacia el ecuador en las capas bajas de la atmósfera requerían una corriente compensadora con dirección hacia el polo porlas capas altas de la atmósfera. A este tipo de circulación meridiana se le llama celda de Hadley y resultaría cierta si la Tierra no girara.

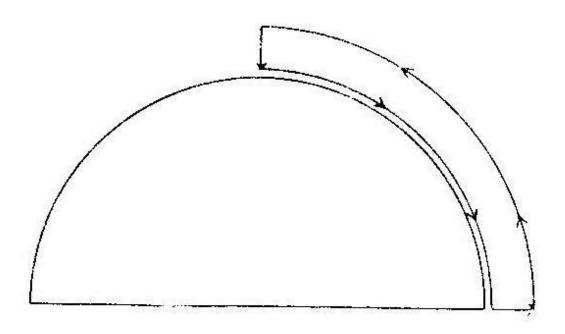


FIG. 7 CELDA DE HADLEY

A mediados del siglo XIX , en 1856 el meteorólogo norteamericano William Ferrel presenta un esquema de la circulación general de la atmósfera en el que aparecen básicamente tres sistemas de vientos que dividen a la celda de Hadley en tres partes.

Este esquema se tuvo sobre la base de observaciones terrestres, pero Ferrel ya suponía cómo se originaban estos sistemas de vientos y junto con él presentó dos teorías sobre la circulación de las masas de aire en las capas altas de la atmósfera, una en 1856 y la otra en 1859.

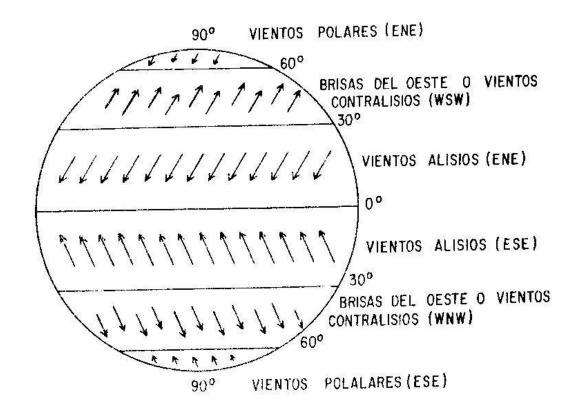


FIGURA 8. ESQUEMA DE FERREL

A principios del presente siglo (XX) se empezaron a hacer las primeras observaciones de las capas altas de la atmósfera y con el invento del avión y después con el desarrollo de la aviación civil el avance en el conocimiento en este aspecto fue mayor.

Durante los primeros años de este siglo, un grupo de meteorólogos escandinavos que trabajaban en Bergen, Noruega, entre ellos V. Bjerknes (padre), J.Bjerknes (hijo), H.Soldberg y T. Bergeron, hicieron una serie de estudios muy interesantes sobre las consecuencias de la convergencia de las masas de aire de los vientos del oeste y los polares, entre ellas el desarrollo de los ciclones extratropicales, que más adelante se explican. Sus ideas constituyen aun en la actualidad una parte importante de la mayoría del análisis y de las predicciones del tiempo especialmente en las latitudes medias y altas.

20

En 1921 V.Bjerknes publicó un esquema de la circulación general de la atmósfera en el que supone una circulación inestable en la cual deberían desarrollarse los ciclones extratropicales conduciendo finalmente a una circulación general asimétrica. ⁶

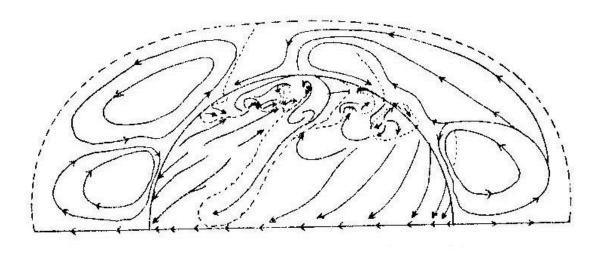


FIGURA 9. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA SEGÚN V. BJERKNES (1921)

En realidad, atendiendo al concepto de circulación general de la atmósfera, este esquema de V. Bjerknes no representa el movimiento medio atmosférico, sin embargo resulta interesante porque ya introduce el desarrollo de los ciclones extratropicales.

Años más tarde el mismo V. Bjerknes, apegándose al sentido estricto del concepto reconoció otro patrón de circulación general en el que también incluyó la formación de los ciclones extratropicales.

Posteriormente con un mejor conocimiento del movimiento de la atmósfera, el meteorólogo Carl Gustav Rossby, también formó parte de la escuela Escandinava, publicó en 1941 "Las bases de la Meteorología Moderna", obra en la que expone un esquema tricelular de la circulación general de la atmósfera. Cabe aclarar que este no es el primer modelo tricelular pero sí el mehor explicado y fundamentado.

Para explicar el esquema de Rossby es necesario tener en cuenta:

_

⁶ Lorenz, E.N. The nature and theory of the general circulation of atmosphere. Pág. 75-76. WMO 1967.

- 1. La relación inversa entre la temperatura y la presión: a mayor temperatura meno presión, a menor temperatura mayor presión.
- 2. El movimiento de las masas de aire que se efectúa de las zonas de alta a las de baja presión.
- 3. El movimiento de rotación de la Tierra que causa una desviación del viento, en este caso, hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur, en virtud de la fuerza de Coriolis y de la fuerza centrífuga.

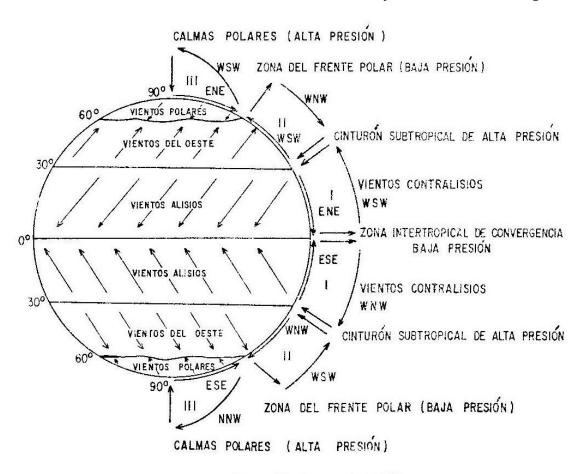


Figura 10. Esquema de Rossby

Al estar la Tierra en movimiento de rotación se origina este sistema de circulación, de tal manera que se forman cuatro zonas o franjas de alta presión, dos en cada hemisferio, y tres cinturones de baja presión, uno en cada hemisferio y otro a lo largo de la línea imaginaria llamada Ecuador térmico que es la línea que une los puntos de máxima temperatura en la superficie terrestre, y no necesariamente coincide con el Ecuador geográfico sino que se mueve a ambos lados de éste junto con todo el sistema de celdas, según se ala época del año.

A las zonas o franjas de alta presión polares les corresponde una baja temperatura y a la de baja presión del Ecuador una de alta temperatura. Los otros cinturones de lata y baja presión en ambos hemisferios se deben a causas dinámicas que tienen que ver con la rotación de la Tierra y con el intercambio de calor que tiene lugar en estas regiones.

Los vientos, como ya se dijo, se originan en las zonas de alta presión y se dirigen a las de baja presión y su desviación la debe a la rotación de la Tierra.

Los vientos que soplan hacia el Ecuador y con dirección contraria a rotación (ENE y ESE) son los *alisios*; éstos al llegar al Ecuador térmico se transforman en corrientes convectivas ascendentes debido a la convergencia de las masas de aire y disminuye la presión cerca del suelo. A esta región se le llama *zona intertropical de convergencia o calmas ecuatoriales*.

Los alisios al converger suben hasta las capas altas de la atmósfera (12Km) en donde adquieren un movimiento advectivo en dirección contraria a la que traían en la superficie terrestre (WSW y WNW) denominándose vientos *contralisios*, y más o menos a los 30° de latitud se produce una convergencia descendente que da lugar en la superficie a las *calmas tropicales o cinturones subtropicales de alta presión*, es una zona de divergencia en la que se originan los vientos alisios. Así se cierra la primera celda meteorológica también llamada *celda de Hadley*.

En los cinturones subtropicales de alta presión se forman entonces, por un lado los vientos alisios y por el otro los *vientos del oeste* con la misma dirección que traían las masas de aire en las capas altas de la primera celda (WSW y WNW) es decir, los contralisios. Los vientos del oeste al llegar a una latitud aproximada de 60° N y S producen los frentes por la convergencia de éstos con los provenientes de los polos (*vientos polares*) por lo que se le *denomina zona o cinturón del frente_polar*. A partir de esta convergencia hay un movimiento convectivo de ascenso del que divergen las masas de aire que por una parte cierran la celda meteorológica o *celda Ferrel* (NWN y WSW) y por la otra llegan hasta los polos (WSW y WNW) en donde se produce un movimiento convectivo descendente dando lugar a las *calmas polares* de las que se originan los vientos polares, cerrándose así la tercera celda meteorológica o *celda polar*.

Las celdas de Hadley y polar son directas, la de Ferrel es indirecta.

Estudios posteriores sugieren cambios al modelo tricelular antes descrito especialmente en lo que respecta a las capas altas de la atmósfera con base en observaciones hechas en el Hemisferio Norte.⁷

23

La celda de Hadley es la circulación dominante en los trópicos. Se desarrolla fuertemente durante el invierno y se debilita en el verano.

La celda indirecta de Ferrel es mucho más débil que la de Hadley pero está bien definida. Sin embargo en las latitudes medias y altas el movimiento ondulatorio (circulación zonal)⁸, del que se generan los ciclones extratropicales, es más importante que el de la celda de Ferrel (circulación meridiana)⁹ para mantener los procesos de intercambio de calor y energía.

En el Hemisferio Norte la celda polar es tan extremadamente débil que su existencia se pone algunas veces en duda. En el Hemisferio Sur es más intensa.

En el Hemisferio Sur la circulación meridiana es más firme que en el Hemisferio Norte.

Otro hecho importante fue el descubrimiento (1946) de la existencia de zonas angostas en las capas altas de la atmósfera en las que la velocidad del viento es muy alta (hasta 300 Km/h), denominadas *corrientes en chorro*, jet streams en inglés. Estas corrientes forman parte de la circulación general.

Son tres las corrientes en chorro, dos del Oeste y una del Este.

⁷ Chang, J. Atmospheric circulation systems and climates. Págs. 4, 9-12. Hawaii, 1972.

⁸ Circulación zonal: a lo largo del paralelo.

⁹ Circulación meridiana: a lo largo del meridiano.

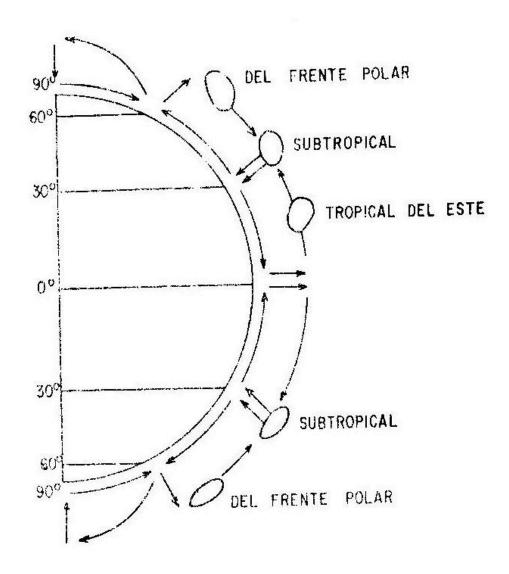


FIGURA II. POSICIÓN DE LAS CORRIENTES EN CHORRO

Las corrientes en chorro del Oeste son las *del frente polar* y la *subtropical*. La primera se localiza precisamente sobre la zona del frente polar y generalmente es discontinua. El chorro subtropical se sitúa sobre el cinturón subtropical de lata presión y es mucho más persistente.

La corriente del Este es tropical, sólo se presenta en el verano y está limitada únicamente al Hemisferio Norte sobre Asia sudoriental, India y África; está directamente relacionada con el monzón de verano en Asia.

Las corrientes en chorro tienen una relación estrecha con el tiempo y el clima.

El estudio de la circulación general de la atmósfera es necesario para la comprensión del clima y sus variaciones. Aún cuando las celdas medianas intentan representar un flujo tridimensional promedio para todas las longitudes de la Tierra en el que se suprimen otros sistemas de circulación, proporcionan un patrón climático general del mundo.

b) Modificaciones y movimientos que manifiestan los cinturones de lata y baja presión debido a la distribución de tierras y mares.¹⁰

Si el globo terrestre tuviera una superficie homogénea, los cinturones latitudinales vistos anteriormente serían continuos, pero dada la existencia de superficies líquidas y sólidas, éstos se ven interrumpidos por varias células de alta y baja presión denominadas centros de acción.

Por otra parte, debido a la inclinación del eje de la Tierra con respecto al plano de la órbita y a que se conserva paralelo a si mismo durante el movimiento de traslación, los rayos del sol van siendo sucesivamente verticales en los lugares situados al norte del Ecuador hasta los 23°27' a partir de que empieza la primavera y al sur del Ecuador hasta los 23°27', a partir de que empieza el otoño. Por esta razón el Ecuador térmico se desplaza hacia el hemisferio norte en verano y hacia el hemisferio sur en invierno del H.N.

Iulio

Durante el verano del H.N e invierno del H.S la zona intertropical de convergencia se desplaza hacia el norte y con ella todo el sistema de vientos, de tal manera que en julio el Ecuador térmico alcanza su máximo desplazamiento y se encuentra al norte del Ecuador geográfico a una latitud aproximada de 10° en América, 25° en África y 30° en Asia.

El cinturón subtropical de alta presión en el H. N. queda separado en dos grandes centros, uno el Anticiclón de Bermudas-Azores a los 30º L. N. y el otro en el Pacífico a 40º L. N. En las zonas intermedias, o sea las que comprenden los continentes, se localiza un pequeño centro de baja presión en América que separa a los dos de alta y sobre Asia predomina un gran centro de baja presión hasta el que llega el ITC.

_

¹⁰ García, E. <u>op.cit</u>. pág. 59-62

En el H.S. el cinturón subtropical queda dividido en cuatro centros de alta presión que forman una faja casi continua a los 30º de Latitud aproximadamente.

El cinturón del frente polar se encuentra reducido a un centro de baja presión que abarca la parte nororiental de América del Norte y sur de Groenlandia conocido como *Baja de Islandia*. En el H.S. se conserva una faja casi continua sobre los océanos.

Enero

Durante el invierno del H.N. y verano del H.S. la zona intertropical de convergencia se desplaza hacía el sur, de tal manera, que en los Océanos Pacífico y Atlántico casi coincide con el Ecuador geográfico, en América del Sur llega hasta los 15º y en el Océano Indico también llega a los 15º.

Los dos centro de alta presión en el H.N. también se mueven hacía el sur hasta los 25ºN y en ocasiones hasta los 20ºN. El centro de Bermudas-Azores se amplía uniéndose con las altas secundarias de América del Norte y del NW de África que se forman en esta estación. Sobre Asia se forma un gran centro de alta presión por el excesivo enfriamiento de esta época del año.

En el H.S. los centros de alta presión se reducen a 3 porque el de Australia desaparece.

La zona del frente polar es continua en el H.S. en tanto que en el H.N. está representada por dos centros, la *Baja de Islandia* y la *Baja de las Aleutianas* separados por el centro de alta de América del Norte.

Así los sistemas de vientos se originan a partir de los centros de alta presión y se dirigen hacía los de baja presión.

La circulación del viento alrededor de los centros de baja presión (ciclones) se realiza de la periferia al centro, en sentido contrario al movimiento de las manecillas del reloj en el H.N. y en sentido de las manecillas del reloj en el H.S.

En los centros de alta presión (anticiclones) la circulación del viento es del centro a la periferia, en sentido de las manecillas del reloj en el H.N. y en sentido contrario a las manecillas del reloj en el H.S.

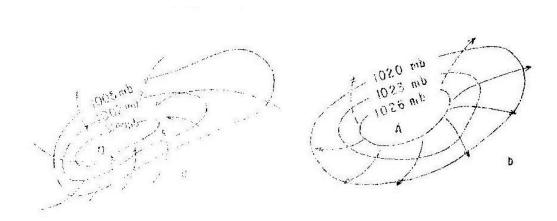


FIGURA 12. A) CICLÓN B) ANTICICLÓN

c) Consecuencias derivadas de los procesos termodinámicos de la circulación general de la atmósfera en relación a los fenómenos acuosos.

Como consecuencia de la combinación de la ley inversa entre la temperatura y la presión, el movimiento de las masas de aire de las zonas de alta a las de baja presión y la fuerza desviadora por la rotación de la tierra, el movimiento de las masas de aire, como ya se vio, es en dos sentidos: horizontal y vertical. Como resultado de la formación de zonas de alta y baja presión, el desplazamiento de las masas de aire hacía zonas de baja presión se efectúa horizontalmente, por *movimientos advectivos*; los movimientos verticales originados por la convergencia de masas de aire son *movimientos convectivos verticales ascendentes* o bien *movimientos convectivos verticales descendentes*.

Los movimientos verticales son los que determinan el que haya o no precipitación.

En los movimientos convectivos verticales ascendentes el aire se enfría adiabáticamente, es decir, por el ascenso del aire. Este enfriamiento produce condensación en forma de gotas o de cristales, la condensación se manifiesta por medio de la nubosidad y sis el enfriamiento persiste, las gotas y los cristales aumentan de tamaño por coalescencia y habrá precipitación.

NUBOSIDAD COALESCENCIA

CONDENSACION

PRECIPITACION

ENFRIAMIENTO

CONVECCIÓN ÁSCENDENTE

En los movimientos convectivos verticales descendentes el aire se calienta adiabáticamente, es decir, el descender se caldea por compresión, fenómenos que dificulta o impide el proceso de condensación y la precipitación correspondiente.

De aquí se deduce que las zonas con movimientos verticales ascendentes son lluviosas y las zonas con movimientos convectivos descendentes son secas.

Las regiones de los grandes desiertos de la Tierra corresponden a zonas donde la convección descendente se presenta durante todo el año y corresponden aproximadamente a los 30º de Latitud Norte y Sur.

En las zonas de las calmas ecuatoriales y del frente polar se presenta la convección ascendente durante todo el año de manera que llueve durante todo el año.

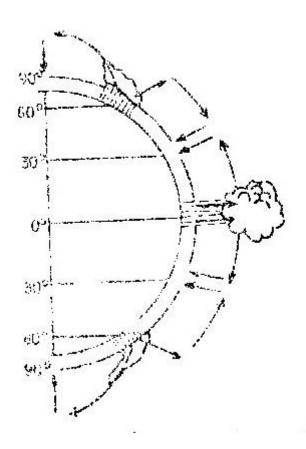


FIGURA 13. ZONAS DE CONVECCIÓN ASCENDENTE Y DESCENDENTE

Debido a la diferencia de las masas de aire que convergen en el Ecuador y en las Latitudes medias la convección no se realiza de la misma manera.

En el Ecuador convergen las masas de aire de los vientos alisios de un hemisferio y otro, de manera que son masas de aire muy semejantes que al converger ascienden por calentamiento uniformemente.

29

En las Latitudes medias la convergencia es de masas de aire de diferentes características pues por un lado están los vientos fríos polares y por el otro los vientos del oeste que proceden de zonas tropicales, de manera que este frente da lugar a fenómenos como los *ciclones extratropicales*.

d) Ciclones extratropicales

El ciclón extratropical también conocido como depresión o borrasca, se forma por la convergencia de dos masas de aire de características diferentes "cuya superficie de separación, a la que se denomina precisamente *frente polar*, tiene forma de onda con el vértice situado en el centro de una zona de baja presión"¹¹ que se origina como consecuencia de dicha convergencia y de la circulación de las capas altas de la atmósfera cuando crea las condiciones adecuadas para su formación y desarrollo. Su inicio y movimiento se encuentran íntimamente ligados a la circulación de la corriente en chorro del frente polar. Las masas de aire que convergen son, como ya se mencionó, los vientos polares, fríos y densos y los vientos del oeste, cálidos y ligeros.

Al formarse la onda en superficie, la masa de aire cálido se extiende hacía el norte como una lengua entre dos masas de aire frío. La presencia del centro de baja presión constituye el comienzo del ciclón (frontogénesis). El viento adquiere un movimiento ciclónico de tal manera que la onda se hace más pronunciada y se forman dos frentes, un frente frío en la parte posterior de la onda y un frente cálido en la parte anterior de la misma.

¹¹ Barry, R. G. y Chorley R. J. *Atmósfera, tiempo y clima*. Segunda edición, pág. 189. España, 1978.

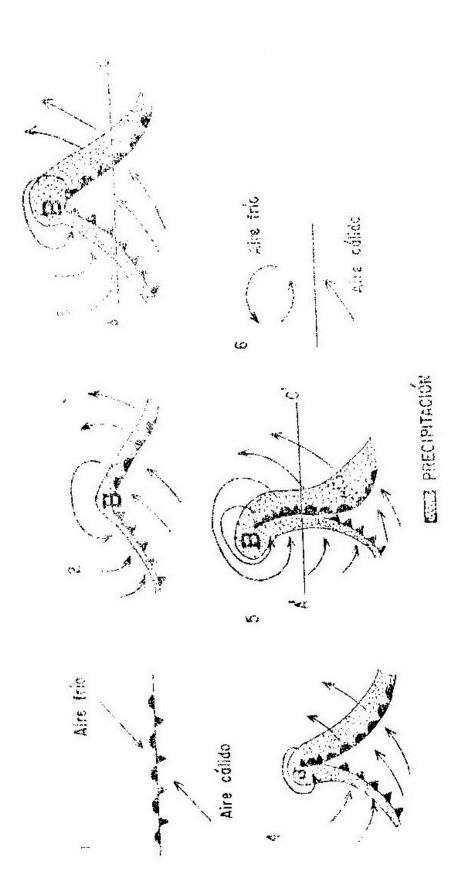


Figura 14. Evalución de un ciclón extratropidal

Si se hace un corte transversal (AC) en la onda se pueden ver estos frentes de manera más clara.

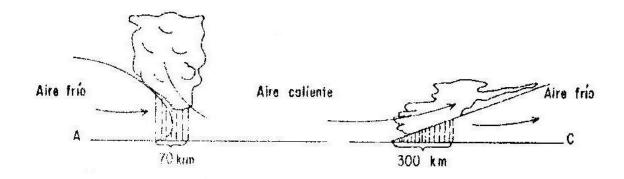


FIGURA 15. FRENTES

En el frente frío el aire cálido es desplazado violentamente hacía arriba por el aire frío dando lugar a nubes de gran desarrollo vertical que causan chubascos a veces muy intensos acompañados de granizo. La precipitación en el frente frío es generalmente de tipo tormentoso.

En el frente cálido el aire cálido asciende con relativa suavidad sobre la cuña de aire frío, en general de poca pendiente, dando lugar a una nubosidad más estratiforme que en el frente frío por lo tanto a lluvias y lloviznas más continúas y prolongadas pero de menor intensidad.

Debido al movimiento ciclónico del aire el frente frío avanza sobre el cálido hasta alcanzarlo y cuando tal ocurre se dice que el sistema se ha ocluido. A medida que el proceso de oclusión continúa, el aire caliente asciende a niveles más altos.

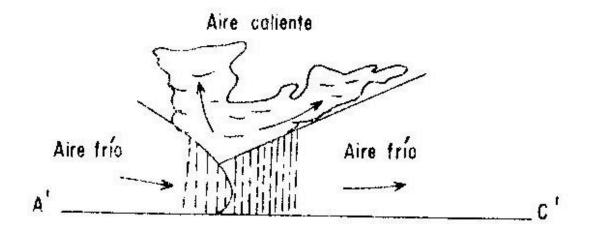


Figura 16. Oclusión de frentes

La oclusión es la fase final del ciclón extratropical (frontolisis).

No siempre que se forman las ondas frontales se presenta un ciclón. La ciclogénesis es más favorable cuando la longitud de la onda varía entre $500 \text{ y } 3000 \text{ km}.^{12}$

Normalmente suelen presentarse al mismo tiempo varias borrascas en el sistema frontal a lo que J. Bjerknes llamó "familias de ciclones" que en promedio constan de cuatro o cinco depresiones ciclónicas. Una serie de borrascas puede tardar cinco o seis días en pasar sobre determinado lugar.

En el Hemisferio Norte el frente polar se encuentra interferido por la influencia de los continentes y los océanos. Los sistemas frontales se desarrollan particularmente bien sobre los océanos y circulan principalmente alrededor de los grandes centros semipermanentes de baja presión de Islandia y las Aleutianas. Viajan de oeste a este e invaden ampliamente las fachadas occidentales de los continentes, pueden penetrar profundamente dentro de ellos sobre todo donde ningún obstáculo orográfico se opone a su avance e inclusive cruzar el continente.

En el Hemisferio Sur el cinturón de máxima frecuencia ciclónica es continuo alrededor de la Tierra.

-

¹² Chang, Jen-Hu. op. cit. pag. 163.

Los ciclones extratropicales son de gran importancia pues por la lluvia que producen favorecen mucho, desde el punto de vista económico a los países que se encuentran en las regiones que afectan: Canadá, Estados Unidos, Oeste y Norte de Europa y Norte de la URSS.

e) Esquema de la circulación general de la atmósfera según Petterssen.

El esquema de Petterssen está hecho sobre la base de que el meridiano es una línea recta y relaciona la circulación general de la atmósfera con los distintos regímenes de lluvia existentes.

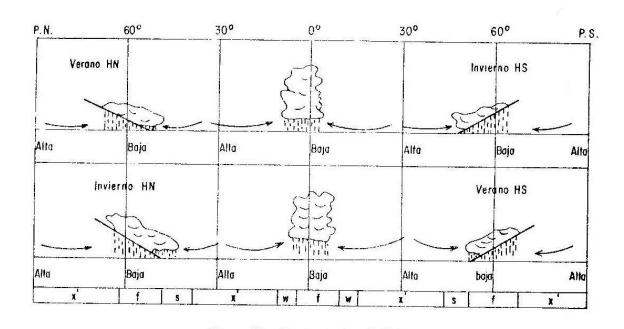


FIGURA 17. ESQUEMA DE PETTERSSEN

La parte media del esquema corresponde a la zona intertropical de convergencia en donde los vientos alisios de ambos hemisferios convergen, dando lugar a un movimiento general ascendente que provoca precipitación. A lo largo del año la región de las calmas ecuatoriales se desplaza hacía el hemisferio que está en verano, como resultado existe una zona central con lluvia durante todo el año, f y dos contiguas en las que llueve en verano y escasamente en invierno, w, y que marcan la influencia extrema hacía el polo del desplazamiento anual de la zona intertropical de convergencia.

En la franja de los anticiclones subtropicales los movimientos dominantes son de subsidencia de manera que el aire es preferentemente seco y la lluvia es escasa durante todo el año, x. La emigración de esta franja hacía el norte y el sur es la causa

de la sequedad, en verano en el lado hacía los Polos y en invierno en el lado hacía el Ecuador.

En los cinturones de las latitudes medias como consecuencia del frente polar, que implica un movimiento ascendente, la precipitación es abundante en todas las estaciones del año aunque debido a su desplazamiento hacía el norte y el sur, en el lado hacía el Ecuador la lluvia es de invierno y escasa en el verano, s.

En las regiones polares dado que el movimiento del aire es descendente y la temperatura es tan baja existe poca humedad, de manera que la precipitación es escasa en todas las estaciones del año.

El esquema de Petterssen es de gran utilidad para la Geografía ya que es una representación gráfica que permite relacionar de manera muy objetiva diversos fenómenos que ocurren en la superficie terrestre como por ejemplo el clima, el suelo y la vegetación. En este caso se relacionan los distintos aspectos climáticos.

2. Circulación regional

La circulación regional de la atmósfera abarca esencialmente dos tipos de fenómenos que modifican en cierto modo la circulación general de la misma, los *monzones* y los *ciclones tropicales*.

a) Monzones

Los monzones corresponden a un sistema alternado de circulación, que se desarrolla como consecuencia de la variación de la temperatura, y por lo tanto, de la presión entre mares y continentes durante las estaciones extremas. Existen por --

Nota: Los símbolos empleados para distinguir los distintos regímenes de lluvia corresponden al sistema de clasificación climática de W. Koeppen que más adelante se estudia.

Tanto, dos tipos monzón, el de verano y el de invierno.

Monzón de verano

Durante el verano la tierra se caldea más rápidamente que el mar, de manera que sobre ella se forma un centro de baja presión y sobre el mar uno de alta presión por lo que la circulación de las masas de aire es del mar a la tierra.

El monzón de verano es de gran importancia dado que transporta masas de aire húmedo a la tierra lo que da lugar a la ocurrencia de precipitación, y todavía

adquiere más intensidad debido a que, como coincidencia, en la mayor parte de los lugares en los que se presenta existen cadenas montañosas que ayudan a una condensación más rápida de las masas de aire húmedo que introduce al continente.

Monzón de invierno

Durante el invierno la tierra despide rápidamente el calor que absorbió durante el verano, mientras que el mar conserva el calor que fue almacenando poco a poco a partir del verano. En esta situación se forma un centro de alta presión sobre la tierra y uno de baja presión en el mar y la circulación de las masas de aire es de la tierra al mar; como consecuencia el monzón de invierno no produce lluvia, es seco.

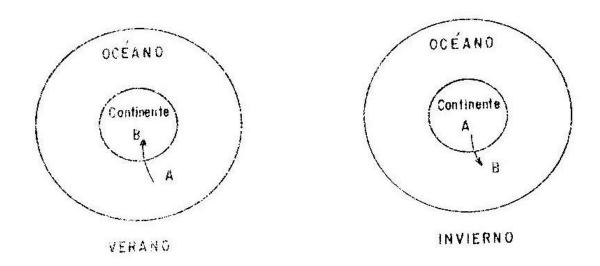


FIGURA 18. MONZONES

Este sistema de circulación aunque teóricamente puede presentarse en todas las latitudes, no se da en la región cercana al Ecuador térmico ni en las latitudes próximas a los polos debido a que no existen contrastes de temperatura marcados entre mar y tierra. Los monzones son característicos de las regiones subtropicales y templadas, especialmente de las zonas orientales de los continentes.

El sistema de vientos que es modificado por la circulación monzónica es el de los alisios, mismos que debido a las condiciones que se presentan entre mares y continentes en las estaciones extremas, adquieren una componente del oeste, particularmente en el hemisferio Norte donde las extensiones de tierra y por lo tanto, los contrastes de temperatura son mayores que en el Hemisferio Sur.

Las regiones donde se presentan monzones son:

- 1. Este y Sur de Asia.
- 2. Este de México y Sur, y Este de Estados Unidos.
- 3. Este de Brasil.
- 4. Este de África, aunque por el Oeste los vientos alisios son atraídos por el continente y constituyen el monzón del sudoeste.
- 5. Norte y Este de Australia.

En Asia es donde este tipo de circulación estacional se realiza de una manera más completa y adquiere mayor importancia; de hecho de esa región proviene el nombre de monzón del árabe mausim que significa estación. El gran centro de baja presión que aquí se desarrolla se encuentra relacionado con la corriente en chorro del Este, como se mencionó páginas atrás. El establecimiento del centro de baja presión en superficie va paralelo a la normalización de la corriente del este en las capas superiores de la atmósfera.

El monzón asiático tiene una trascendencia tanto desde el punto de vista físico como humano. Físico porque al constituir Asia la masa continental más grande y con el relieve más pronunciado del globo y a su vez estar frente a una gran extensión marítima, el fenómeno adquiere mayor significación en cuanto a la precipitación que origina. Humano porque el monzón se espera ansiosamente ya que es la fuente de donde se obtiene el agua para los cultivos.

El monzón no se presenta regularmente, hay años en los que es muy intenso y años en los que no, produciendo en el primer caso inundaciones y en el segundo sequías.

b) *Ciclones tropicales*

El ciclón tropical es conocido por huracán en América, tifón en Asia, baguío en Filipinas y willy-willy en Australia. Surge como consecuencia de la formación de un centro de muy baja presión, normalmente de 950 mb., excepcionalmente desciende a 920 mb.; la mínima registrada ha sido de 877 mb. Alrededor de este centro los vientos exceden de los 100 km. por hora y en numerosas ocasiones sobrepasan los 200 km. por hora.

Un ciclón tropical típico tiene un diámetro de 650 km. Puede dividirse en tres partes principales:

- 1. La región exterior que abarca la periferia del huracán, caracterizada por nubes altas y una convección que varía de moderada a intensa.
- 2. La región de vientos huracanados propiamente, con chubascos y lluvias intensas que proceden de profundos cumulonimbus y nimbostratus.
- 3. El ojo o vórtice del ciclón que constituye el centro del mismo. En él el viento es ligero, la humedad baja, la temperatura alta y el cielo claro. Su diámetro varía de 10 a 50 km.

Posee esencialmente tres tipos de movimientos:

- 1. Movimiento circular (propiamente el ciclónico)
- 2. Movimiento convectivo ascendente
- 3. Movimiento de traslación

Por lo que respecta al movimiento de traslación, los ciclones generalmente se mueven a una velocidad de 16 a 24 km. por hora de Este a Oeste. Casi siempre se curvan hacía los Polos bordeando los centros subtropicales de alta presión y penetran en la circulación de los vientos del Oeste donde desaparecen o bien pueden enlazarse a perturbaciones extratropicales y resurgir como grandes tempestades.

Cuando los ciclones penetran a tierra se disipan debido a que la fuente de energía necesaria para su desarrollo y mantenimiento es el mar.

El conocimiento del desarrollo de los huracanes se encuentra todavía en proceso de investigación, aunque parece ser que la clave está en el calor latente de vaporización¹³ y la nubosidad a la que dan lugar estos hidrometeoros.

Se ha observado que para el desarrollo de los ciclones tropicales son necesarias ciertas condiciones:

- 1. La fuerza de Coriolis debe ser mayor a un cierto valor mínimo y debido a que en el Ecuador es casi nula, raramente se forman en latitudes comprendidas entre los 5º de ambos hemisferios.
- 2. Los cambios de dirección y velocidad del viento no deben ser muy bruscos en los distintos niveles de la atmósfera.

¹³ Calor empleado en transformar el agua líquida en vapor de agua. Se recupera al condensarse el vapor de agua.

- 3. La temperatura superficial de los océanos sobre los que se originan debe ser superior a 27°C .
- 4. Sólo se forman a partir de perturbaciones ya existentes tales como ondas del este, depresiones tropicales y tormentas tropicales.
- 5. Es esencial la presencia de un anticición en las capas altas de la tropósfera para que se produzca divergencia en los niveles altos.
- 6. El corrimiento de la zona intertropical de convergencia a uno y otro lado del Ecuador es importante, pues se ha visto que se encuentra relacionado con las zonas de formación de los ciclones en cuestión.

Así, las zonas de formación de huracanes están situadas, en general, entre los 8° y 15° de latitud Norte y Sur. La época del año que favorece su formación es normalmente, al finalizar el verano y durante el otoño.

Las zonas que afectan los ciclones tropicales son casi las mismas que las que afecta el monzón:

- 1. El Caribe, las Antillas, Este y Sur de Estados Unidos y Este y Oeste de México.
- 2. Este y sur de Asia.
- 3. Este de África.
- 4. Este de Australia.

En el Hemisferio Sur en las partes correspondientes al Océano Atlántico y al Este del Océano Pacífico no se observa este tipo de ciclones debido a que propiamente la zona intertropical de convergencia no emigra hacía el sur del Ecuador, las temperaturas de la superficie del mar son inferiores a 27ºC y además, en el Océano Atlántico los cambios de dirección e intensidad del viento en la vertical, son muy fuertes.

Los efectos que producen los ciclones tropicales se derivan de su propia violencia:

- 1. La lluvia que originan puede dar lugar a inundaciones.
- 2. El viento produce destrucción.

3. Se produce ras de mar, que consiste en la penetración a tierra de las grandes olas (de 10 a 20 m.) que provoca el viento. Estas olas pueden destruir poblaciones enteras.

Sin embargo no todos los efectos son negativos, existe uno positivo y de gran importancia, sobre todo para México. Origina lluvias en áreas muy extensas, provechosas para la agricultura. Si México no estuviera afectado por ciclones tropicales, las zonas áridas ocuparían más superficie de la que ocupan (dos terceras partes del país).

3. Circulación local

Dentro de la circulación local se agrupan varios sistemas de vientos que se producen en determinadas regiones entre los que están las brisas de mar y de tierra, las brisas de valle y de montaña, y la convección local.

a) Brisas de mar y de tierra

Durante el día se calienta más rápidamente la tierra que el mar de manera que sobre ella se forma un centro de menor presión que el que se forma sobre la superficie del mar, por lo que el aire se mueve del mar a la tierra compensado en la altura por una circulación en sentido contrario. A este flujo de aire es a lo que se llama *brisa de mar*.

En la noche la tierra se enfría más que el mar, adquiere menor temperatura y por lo tanto mayor presión de manera que la circulación del aire se invierte y se establece un flujo de la tierra al mar que se denomina *brisa de tierra*.

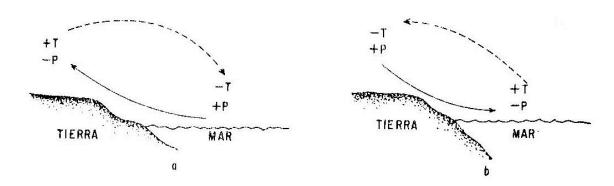


Figura 19. a) Brisa de mar b) brisa de tierra

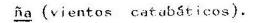
La brisa de mar generalmente da lugar a la formación de nubes y si es muy intensa puede provocar precipitación. También actúa como moderadora de la temperatura.

Este sistema de circulación local afecta una capa atmosférica de muy poco espesor. Se presenta en zonas templadas y tropicales, donde los contrastes de temperatura entre mar y tierra son más marcados. Se puede decir que es un monzón en pequeño.

Brisas de valle y de montaña

Durante el día las laderas de las montañas sufren un mayor calentamiento que el valle y como resultado, atendiendo a la relación entre temperatura y presión, se establece un flujo de aire del valle a la montaña conocido como *brisa de valle* (vientos anabáticos)

Durante la noche se invierte el proceso, las laderas de las montañas y por lo tanto el aire en contacto con ellas, se enfrían más rápidamente que el fondo del valle, de manera que el aire más frío y denso va de la montaña al valle produciendo la *brisa de montaña* (vientos catabáticos).



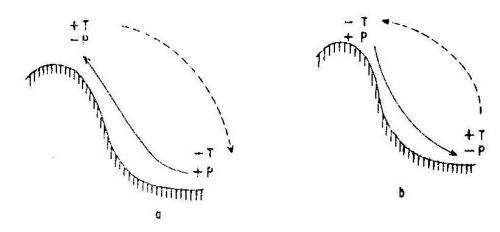


Figura 20. a) Brisa de Valle b) brisa de montaña

Las brisas de valle y de montaña, como sucede con las brisas de mar y de tierra, solo afectan una capa delgada de la atmósfera.

c) Convección local

La convección local es característica de las mesetas altas en donde existe un fuerte contraste de temperatura entre las capas bajas y altas de la atmósfera. Las masas de aire al calentarse por contacto con la superficie terrestre ascienden y se enfrían rápidamente y las masas de aire de las capas superiores por ser más densas, vienen a ocupar su lugar. Se produce una situación de inestabilidad.

La convección local pierde intensidad a medida que aumenta la latitud. Se presenta en zonas tropicales y templadas, y como ya se mencionó tiene mayor importancia en las zonas elevadas. En el Ecuador, este fenómeno coincide con la convección de los vientos alisios.

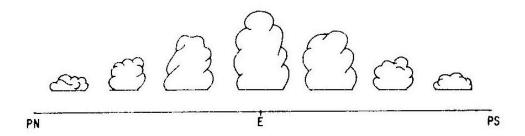
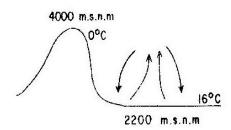


Figura 21. La convección local y la latitud.

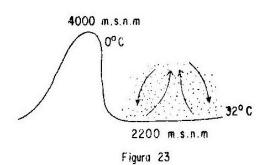
En la cuenca del Valle de México se puede ejemplificar la convección local en las cuatro estaciones del año:

INVIERNO



Figuro 22

PRIMAVERA



En la tarde provoca un descenso de temperatura

Se produce principalmente en los lugares desprovistos de vegetación donde se caldea más el terreno y como consecuencia arrastra polvo y se producen tolvaneras. (Antiguos lechos de los lagos Texcoco y Chalco).

VERANO Y OTOÑO

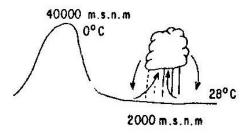


Figura 24

En verano llegan las masas de aire húmedo de los vientos alisios y el mecanismo que produce la precipitación es la convección local. En otoño las masas de aire húmedo proceden de los ciclones tropicales.

Los diversos sistemas de clasificación climática tratan de identificar áreas con climas similares. Los límites de estas áreas están dados cuantitativamente, por índices que resultan del tratamiento estadístico de los elementos que constituyen el clima. Estos índices generalmente establecen los límites de algún hecho o fenómeno como por ejemplo la vegetación para determinar los límites de los climas; de ahí el que existen varios sistemas de clasificación y que difícilmente uno solo pueda ser utilizado para varios fines.

Entre los sistemas de clasificación climática más conocidos y difundidos están los de Emmanuel de Martonne, C. Warren Thornthwaite y W. Köppen.

1. Sistema de Emmanuel de Martonne

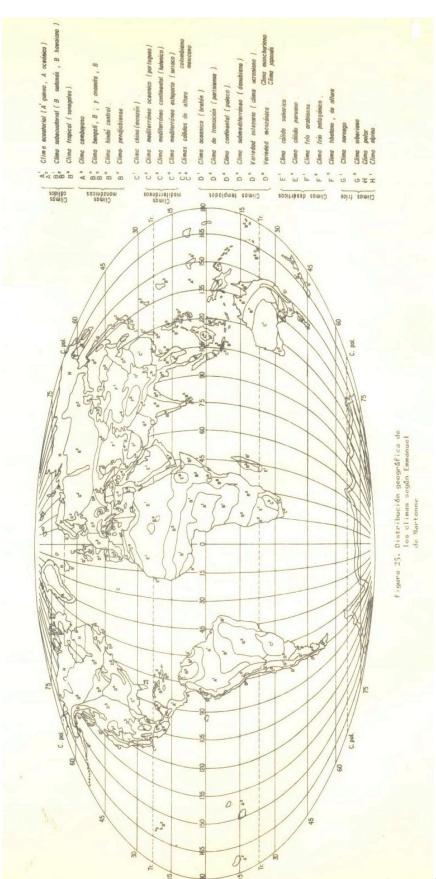
De Martonne fue un destacado geógrafo francés (1873-1955) que dedicó la mayor parte de su vida a la enseñanza de la Geografía. Hizo una clasificación de climas en 1937 en la que utilizó el índice de aridez por el ideado y que más adelante se presenta. La denominación de los climas está basada en el criterio muy particular de Martonne quien pensó que es "preferible un nombre de tipo regional, elegido de modo que evoque un país bastante conocido, donde el tipo en cuestión esté realizado". Por este motivo ha sido muy criticada su clasificación y aunque en Francia tuvo gran acogida y fue adoptado en todo el mundo para la enseñanza de la Geografía, en la actualidad ya no se usa. En la figura 25 se muestra la distribución de los climas en la Tierra, según Emmanuel de Martonne. 15

2. Sistema de C. W. Thornthwaite.

El climatólogo norteamericano C. Warren Thornthwaite estableció en 1948 un método de clasificación climática en el que considera a la evapotranspiración potencial como elemento básico, mismo que calcula en función de la temperatura, de la duración del día y del número de días del mes.

¹⁴ De Martonne, E. Tratado de Geografía Física. Tomo I, pág. 250. Barcelona, 1964.

¹⁵ *Ibid.* Lámina de climas.



A través de la

evapotranspiración potencial y de la precipitación media se llega a la determinación del clima y a la estimación del balance hídrico del lugar de que se trate.

En este método los índices que delimitan los diferentes tipos de clima están relacionados con las condiciones favorables o no favorables para el crecimiento de las plantas.

Los datos necesarios para trabajar con este sistema son las temperaturas medias mensuales en °C y las precipitaciones medias mensuales en cm., p del lugar. Por lo que se refiere a la duración del día, lo que interesa es el tiempo de iluminación solar y el factor de corrección está calculado para cada mes según la Latitud.

a) Indices requeridos

Evapotranspiración potencial mensual, ep y anual, EP.

Evapotranspiración potencial es la cantidad de agua que se perdería por evaporación y transpiración si el suelo estuviera saturado de agua.

Thornthwaite realizó una serie de medidas de evapotranspiración potencial en varios lugares de Estados Unidos y encontró que:

ep = 1.6
$$\frac{10t^{a}}{1}$$
 en donde:

ep = evapotranspiración potencial mensual en cm

t = temperatura media mensual en °C

I = índice de calor anual que es igual a la suma de los doce índices de calor mensual i.

$$i = \frac{t}{5} \quad 1.514$$

El valor de i se encuentra en la Tabla 1 $a = 0.000000675 \times I^3 - 0.0000771 \times I^2 + 0.49239$

Para encontrar en Thornthwaite ideó la construcción de un ábaco, el cual es una gráfica que tiene cierta variación para cada estación de acuerdo con el valor de I. Los valores de ep también se pueden encontrar tabulados para diferentes valores de I

y de temperatura media mensual, o bien se pueden calcular directamente con la fórmula indicada.

Una vez obtenidos los valores de ep se multiplican por el factor de corrección que se da en la Tabla 2, según la Latitud del lugar.

Cuando las temperaturas medias mensuales son mayores de 26.5°C, el valor de ep se obtiene directamente de la Tabla 3 multiplicándolo posteriormente por el mencionado factor de corrección según la Latitud del lugar.

TABLA I INDICE DE CALOR MENSUAL (i)

$$i = \frac{t}{5} \quad 1.514$$

TºC	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0			.01	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07
1	.09	.10	.12	.13	.15	.16	.18	.20	.21	.23
2	.25	.27	.29	.31	.33	.35	.37	.39	.42	.44
3	.46	.48	.51	.53	.56	.58	.61	.63	.66	.69
4	.71	.74	.77	.80	.82	.85	.88	.91	.94	.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25	11.14	11.50	11.57	11.64	11.71	11.79	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	14.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33

33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34	18.22	18.30	18.38	18.45	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
36	19.86	19.95	20.05	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.53	20.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	21.46
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	22.23
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	23.21
40	23.30									

La suma de los 12 valores mensuales de ep de la evapotranspiración anual EP.

Con el objeto de facilitar los siguientes cálculos, se forma un cuadro o ficha para el lugar estudiado con las temperaturas medias mensuales, $t^{\circ}C$, con las precipitaciones medias mensuales p cm y las evapotranspiraciones medias mensuales, ep en cm antes calculadas, ver cuadro 1. Las columnas corresponden a los valores mensuales y anuales, y los renglones a los distintos elementos. Los valores mensuales de los elementos mencionados corresponden a los renglones 1, 2 y 3 respectivamente; los renglones siguientes corresponden a los índices necesarios para la determinación del clima y del balance hídrico:

Renglón 4:

Variación de la reserva de humedad

Es la diferencia entre la precipitación media y la evapotranspiración potencial. Puede ser positiva si p $\mathbb Z$ ep, o negativa si p $\mathbb Z$ ep.

Renglón 5:

Reserva de la humedad en el suelo

Es el valor del contenido de agua en el suelo para cada mes. La capacidad máxima de la reserva según Thornthwaite, es de 10 cm.

Es igual a la suma algebraica de la reserva del mes anterior más la variación de la reserva de humedad del mes que se trate, hasta un máximo de 10 cm puesto que como ya se dijo es la capacidad máxima de la reserva de humedad en el suelo, el resto, si lo hay, pasa al renglón 6. Si resulta un valor negativo, la reserva es 0.

Renglón 6:

Superávit de agua, s

Cuando la precipitación es mayor que la evapotranspiración potencial y hay un sobrante de agua una vez satisfecha la reserva de humedad en el suelo, es la diferencia entre p y ep, restándole la cantidad que pasa a formar parte de la reserva del agua en el suelo. La suma de los valores mensuales da el superávit anual, S.

Renglón 7:

Déficit de agua, d

Es la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real. La suma de los valores mensuales da el déficit anual, D.

Renglón 8:

Evapotranspiración real, er

TABLA 2 FACTOR "F" DE CORRECCIÓN POR LATITUD LATITUD NORTE

٥	Е	F	M	A	M	J	J	A	S	0	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
1	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
2	1.04	0.94	1.04	1.01	1.05	1.02	1.04	1.04	1.01	1.04	1.00	1.03
3	1.03	0.94	1.03	1.01	1.05	1.02	1.05	1.04	1.01	1.04	1.00	1.03
4	1.03	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.05	1.05	1.01	1.03	1.00	1.02
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
6	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.04	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.01
7	1.01	0.92	1.03	1.02	1.07	1.04	1.07	1.06	1.01	1.03	0.99	1.01
8	1.01	0.92	1.03	1.03	1.07	1.05	1.07	1.06	1.02	1.02	0.98	1.00
9	1.00	0.92	1.03	1.03	1.08	1.05	1.08	1.06	1.02	1.02	0.98	1.00
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
11	0.99	0.91	1.03	1.03	1.09	1.06	1.09	1.07	1.02	1.02	0.97	0.99
12	0.99	0.91	1.03	1.04	1.09	1.07	1.10	1.07	1.02	1.01	0.97	0.98
13	0.98	0.91	1.03	1.04	1.10	1.07	1.10	1.08	1.02	1.01	0.96	0.98
14	0.98	0.91	1.03	1.04	1.10	1.08	1.11	1.08	1.02	1.01	9.96	0.97
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.96	0.97
16	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.09	1.12	1.09	1.02	1.01	0.95	0.96
17	0.96	0.91	1.03	1.05	1.12	1.09	1.13	1.09	1.02	1.00	0.94	0.96
18	0.96	0.90	1.03	1.05	1.12	1.10	1.13	1.10	1.02	1.00	0.94	0.95
19	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.10	1.14	1.10	1.02	1.00	0.93	0.95
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
21	0.94	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.15	1.11	1.02	1.00	0.92	0.94
22	0.94	0.89	1.03	1.06	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	0.99	0.92	0.93
23	0.93	0.89	1.03	1.06	1.14	1.13	1.16	1.12	1.02	0.99	0.92	0.92
24	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.16	1.12	1.02	0.99	0.91	0.92

25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.17	1.15	1.18	1.13	1.03	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.15	1.19	1.13	1.03	0.98	0.89	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.88	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.18	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.97	0.87	0.86
34	0.88	0.86	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.85	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83

TABLA 2 FACTOR "F" DE CORRECCION POR LATITUD LATITUD SUR

0	Е	F	M	A	M	J	J	Α	S	0	N	D
18	1.13	0.99	1.05	0.97	0.97	0.92	0.95	0.99	1.00	1.08	1.08	1.14
19	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.92	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.14
20	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
21	1.15	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.94	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
22	1.15	1.00	1.05	0.97	0.95	0.90	0.94	0.98	1.00	1.09	1.00	1.16
23	1.16	1.01	1.05	0.96	0.95	0.89	0.93	0.98	1.00	1.09	1.00	1.17
24	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.89	0.93	0.98	1.00	1.09	1.11	1.17
25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18
26	1.18	1.02	1.05	0.96	0.94	0.88	0.92	0.97	1.00	1.10	1.12	1.18
27	1.18	1.02	1.05	0.96	0.93	0.87	0.92	0.97	1.00	1.11	1.12	1.19
28	1.19	1.02	1.06	0.95	0.93	0.86	0.91	0.97	1.00	1.11	1.13	1.20
29	1.19	1.03	1.06	0.95	0.92	0.86	0.91	0.96	1.00	1.11	1.13	1.20
30	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.90	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21
31	1.21	1.03	1.06	0.95	0.91	0.84	0.90	0.96	1.00	1.12	1.15	1.22
32	1.21	1.03	1.06	0.95	0.91	0.84	0.89	0.95	1.00	1.12	1.15	1.23
33	1.22	1.04	1.06	0.94	0.90	0.83	0.88	0.95	1.00	1.13	1.16	1.23
34	1.22	1.04	1.06	0.94	0.90	0.83	0.87	0.95	1.00	1.13	1.16	1.24
35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25
36	1.24	1.05	1.06	0.94	0.89	0.81	0.86	0.94	1.00	1.14	1.18	1.26
37	1.25	1.05	1.06	0.94	0.88	0.80	0.85	0.93	1.00	1.14	1.19	1.27
38	1.25	1.05	1.07	0.93	0.87	0.80	0.85	0.93	1.00	1.14	1.19	1.27
39	1.26	1.06	1.07	0.93	0.87	0.79	0.84	0.93	1.00	1.15	1.20	1.28
40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29
41	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.77	0.83	0.92	1.00	1.16	1.21	1.30
42	1.28	1.07	1.07	0.93	0.85	0.76	0.82	0.92	1.00	1.16	1.22	1.31

43	1.29	1.08	1.07	0.92	0.84	0.75	0.82	0.91	1.00	1.16	1.22	1.32
44	1.30	1.08	1.07	0.92	0.83	0.74	0.81	0.91	0.99	1.16	1.23	1.33
45	1.31	1.09	1.07	0.92	0.83	0.72	0.80	0.91	0.99	1.17	1.24	1.34
46	1.32	1.09	1.07	0.91	0.82	0.71	0.79	0.90	0.99	1.17	1.25	1.35
47	1.33	1.10	1.07	0.91	0.81	0.70	0.79	0.90	0.99	1.17	1.26	1.36
48	1.34	1.10	1.08	0.90	0.80	0.69	0.76	0.89	0.99	1.18	1.27	1.37
49	1.35	1.11	1.08	0.90	0.79	0.68	0.75	0.89	0.99	1.18	1.28	1.39
50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41

TABLA 3. EVAPOTRANSPIRACIÓN MENSUAL EN CM PARA TEMPERATURAS MAYORES A 26.5°C

°C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
26.						13.50	13.59	13.68	13.77	13.86
27.	13.95	14.03	14.12	14.20	14.29	14.37	14.45	14.53	14.62	14.70
28.	14.78	14.86	14.94	15.01	15.09	15.17	15.24	15.32	15.39	15.47
29.	15.54	15.61	15.68	15.75	15.82	15.89	15.95	16.02	16.08	16.15
30.	16.21	16.27	16.33	16.40	16.46	16.52	16.58	16.63	16.69	16.74
31.	16.80	16.85	16.91	16.96	17.02	17.07	17.12	17.17	17.21	17.26
32.	17.31	17.35	17.40	17.44	17.49	17.53	17.57	17.61	17.64	17.68
33.	17.72	17.76	17.79	17.83	17.86	17.90	17.93	17.96	17.99	18.02
34.	18.05	18.08	18.10	18.13	18.15	18.18	18.20	18.22	18.25	18.27
35.	18.29	18.31	18.32	18.34	18.35	18.37	18.38	18.39	18.41	18.42
36.	18.43	18.44	18.45	18.45	18.46	18.47	18.47	18.48	18.48	18.49
37.	18.49	18.49	18.49	18.50	18.50	18.50				
38.	18.50									

Es la evapotranspiración que realmente se efectúa en función del agua disponible.

Cuando la precipitación p es igual o mayor que la evapotranspiración potencial ep, la evapotranspiración real es igual a la evapotranspiración potencial:

Si
$$p \ge ep$$
; $er = ep$

Cuando la precipitación p es menor que la evapotranspiración potencial, la evapotranspiración potencial, la evapotranspiración real es igual a la precipitación más la reserva de humedad en el suelo del mes que se trate o la del anterior en caso de que la del mes en cuestión sea cero. Hay que recordar que la evapotranspiración real será igual a ep.

La suma de los valores mensuales de er da la evapotranspiración real anual, ER.

Renglón 9:

Escurrimiento, q

Con base en datos observados en cuencas hidrográficas de Estados Unidos, Thornthwaite hizo las siguientes consideraciones:

- a) En general las cuencas sólo permiten escurrir el 50% del superávit del agua habida en el mes.
- b) Del 50% restante, la mitad escurre el mes siguiente y la otra se infiltra o se evapora.

Así, el escurrimiento que para un mes determinado, es igual a la mitad del valor del superávit de agua de ese mismo mes más la mitad de lo que dejó de escurrir el mes anterior.

Renglón 10:

Relación pluvial, RP

$$RP = \frac{P - EP}{EP}$$

P = precipitación media mensual o anual en cm.

EP = evapotranspiración potencial mensual o anual en cm.

Si:
$$RP = O$$
, $P = EP$
 $RP > O$, $P > EP$
 $RP < O$, $P < EP$

Otros índices a calcular son:

Índice de humedad, Ih

$$Ih = \frac{100 \text{ S}}{EP}$$

Índice de aridez, la

$$la = \frac{100 D}{EP}$$

Indice pluvial, lm

$$1 \text{ m} = 1 \text{ h} - 0.6 \text{ l} \text{ a}$$

Concentración térmica en el verano

$$C = \frac{100 \times \sum^{ep} n}{EP}$$

^{ep}n = suma de las evapotranspiraciones potenciales de los tres meses consecutivos con temperatura media más alta.

b) Determinación del clima

Una vez obtenidos los índices mencionados en el inciso a) se produce a la determinación del clima considerando los siguientes conceptos:

I Categoría de humedad Índice pluvial lm

II Régimen de humedad Índice de aridez, l a Índice de humedad, l h

III Categoría de temperatura Evapotranspiración potencial-anual, EP.

IV Régimen de temperatura Concentración térmica en el verano, C.

En el cuadro 1 se da la clasificación del clima de acuerdo con los conceptos mencionados y en el cuadro 2 se muestra un ejemplo de esta clasificación.

El sistema de Thornthwaite "ha sido aplicado a diversas regiones, aunque todavía no se ha publicado ningún mapa del mismo a escala mundial. En las zonas tropicales y semiáridas el método no resulta demasiado satisfactorio, pero en el Este de América del Norte, por ejemplo, se ha demostrado que los límites de vegetación coinciden de manera bastante razonable con los valores correspondientes de la evapotranspiración potencial." 16

CUADRO 1

CLASIFICACIÓN DE CLIMAS SEGÚN C.W. THORNTHWAITE

I. CAT	TEGORIA DE HUMEDAD		II. REGIMEN DE LA HUMEDAD					
SIMBOLO	SIMBOLO CARACTER		INDICE PLUVIAL lm EN %		CARACTER	INDICE EN %		
					Déficit de	de aridez, la		
					agua			
A	Súper húmedo	> 1	100	(

¹⁶ Barry, R. G. y Chorley, R.J. *op. cit.* p. 370.

B ₄	Muy húmedo	80 a 100	r	pequeño o ninguno	0 a 16.7
			S		
B_3	Húmedo	60 a 80	W	moderado en verano	16.7 a 33.3
B_2	Moderadamente húmedo	40 a 60	S 2	moderado en invierno	16.7 a 33.3
B_1	Ligeramente húmedo	20 a 40	W2	grande en verano	> 20
C ₂	Semihúmedo	0 a 20		grande en invierno	> 20
				Superávit de	de humedad l h
				agua	
C1	Semiseco	-20 a 0	d	pequeño o	0 a 10
0.1	Semisees	2040		ninguno	0 4 10
D	Seco	-40 a -20	s'	moderado en	10 a 20
	5000	10 u 20		verano	10 0 20
Е	Árido	-60 a -40	J w'	moderado en	10 a 20
	711 140	00 u 10	₹ " s'₂	invierno	10 0 20
			3 2	grande en	> 20
				verano	<i>></i> 20
			w' ₂		. 20
			W 2	grande en	> 20
				invierno	

Para el régimen de humedad deben analizarse los valores mensuales de déficit y superávit de agua para saber en cual estación del año ocurren.

III. CA	TEGORIA DE TEMPERAT	TURA	IV. REGIMEN DE TEMPER	RATURA
SIMBOLO		EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL ANUAL, EP EN Cm	TIPO DE CONCENTRACIÓN DE VERANO	CONCENTRACIÓN TÉRMICA EN EL VERANO, C EN %
A'	Cálido	>114.0	a'	< 48.0
B' ₄	Semicálido	99.7 a 114.0	b' ₄	48.0 a 51.9
B' ₃	Templado-cálido	85.5 a 99.7	b' ₃	51.9 a 56.3
B'2	Templado-frío	71.2 a 85.5	b' ₂	56.3 a 61.6
B'1	Semifrío	57.0 a 71.2	b' ₁	61.6 a 68.0
C'2	Frío moderado	42.7 a 57.0	C' 2	68.0 a 76.3
C'1	Frío acentuado	28.5 a 42.7	C' 1	76.3 a 88.0
D'	De tundra	14.2 a 28.5	ď'	> 88.0
E'	Helado	<14.2		