

IV. CLIMA

1. INTRODUCCION

Según la fórmula más ampliamente aceptada, el clima de una localidad queda definido por las estadísticas a largo plazo de los caracteres que describen el tiempo de esa localidad, como la temperatura, humedad, viento, precipitación, etcétera. Siendo el tiempo el estado de la atmósfera en un lugar y momento determinados.

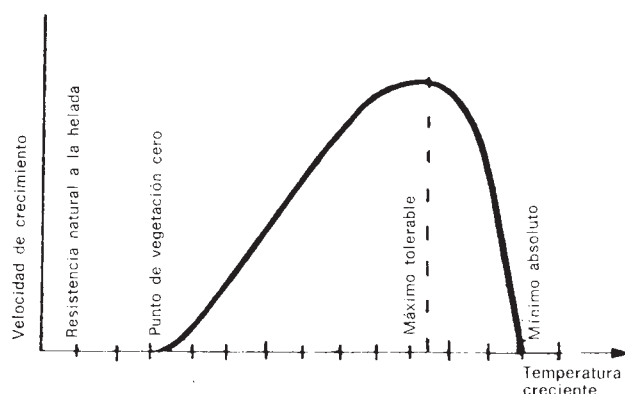
Así, pues, el clima de una región resulta del conjunto de condiciones atmosféricas que se presentan típicamente en ella a lo largo de años.

1.1. IMPORTANCIA Y RELACIONES CON OTROS ELEMENTOS

La importancia del clima es tan elevada y alcanza a tantos aspectos de la vida humana, que su consideración resulta imprescindible en los estudios del medio físico que abarquen zonas con distintos climas.

El clima determina en alto grado el tipo de suelo y vegetación e influye, por lo tanto, en la utilización de la tierra (SEAMANN, 1979).

FIGURA IV.2.—DIAGRAMA DEL CRECIMIENTO DE LAS PLANTAS CON LA TEMPERATURA



También se encuentra íntimamente relacionado con la topografía, de forma que ambos afectan a la distribución de la población, ya que ésta acusa fuertemente las ventajas de un clima y una to-

FIGURA IV.1.—RELACION ENTRE LA PRECIPITACION, LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL Y LAS PRINCIPALES FORMACIONES
(CRITCHFIELD, 1974)

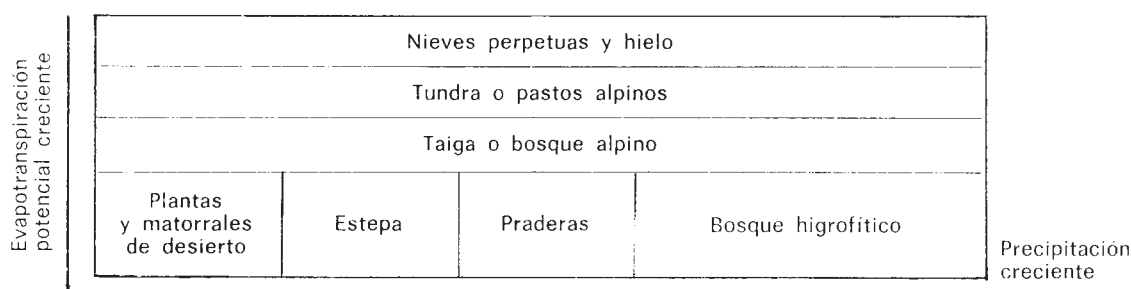
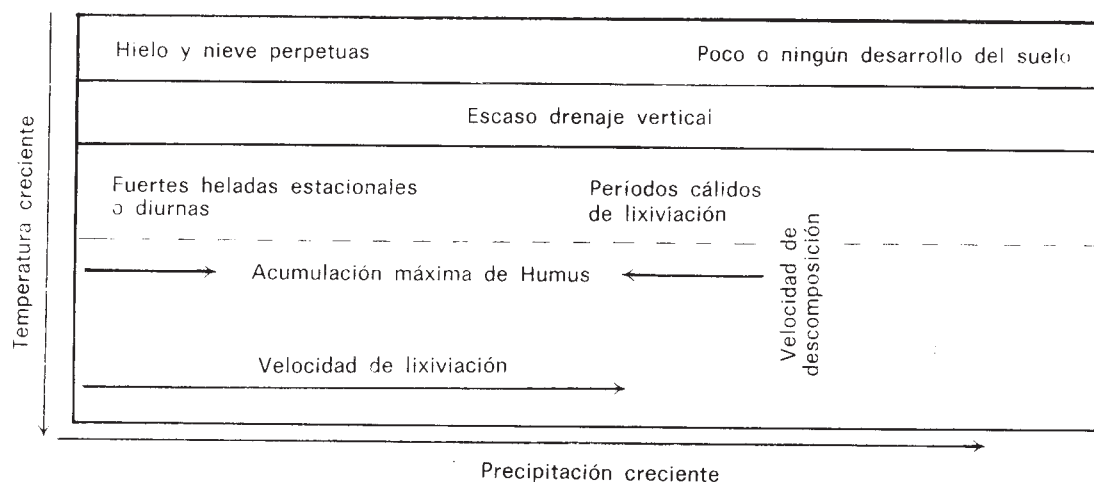


FIGURA IV.3.—RELACION ESQUEMATICA DE LOS PRINCIPALES PROCESOS DE FORMACION DEL SUELO CON LA TEMPERATURA Y LA PRECIPITACION
(CRITCHFIELD, 1974)



pografía favorables. De manera general, el clima afecta a la actividad física y material del hombre, estimulándola o disminuyéndola, y a las actuaciones que el hombre puede desarrollar. A su vez, estas actividades humanas pueden, en algunos casos concretos, modificar el clima.

1.2. NIVELES DE ESTUDIO

Los estudios climáticos se pueden realizar en tres niveles distintos:

El *macroclima* es el clima general, abarca las grandes regiones y zonas climáticas de la Tierra y «es el resultado de la situación geográfica y topográfica». El macroclima se diferencia en mesoclimas cuando aparecen modificaciones locales en algunas de sus características.

El *mesoclima* es, pues, el clima general modificado de forma local por diversos aspectos del paisaje, como el relieve, la altitud, las ciudades, etc.

El *microclima* viene determinado por el conjunto de características especiales que adquiere el mesoclima bajo condiciones muy restringidas.

Tanto el concepto como la escala que abarcan el macro y el microclima se encuentran bien definidos por todos los autores, existiendo entre ellos uniformidad de criterios al respecto. Esto no ocurre así con el intermedio, mesoclima, donde es difícil poner de acuerdo a los distintos autores, que introducen en este nivel intermedio concep-

tos como topoclima (BOYKO, 1962), el clima regional (LANDSBER, 1941), el clima local (BOER, 1959), etc.

Son, por tanto, la macroclimatología o climatología general y la microclimatología las dos áreas más desarrolladas; el criterio que las distingue netamente es la «representabilidad». La climatología general se basa en datos procedentes de estaciones representativas, mientras que las observaciones efectuadas en puntos no representativos caen dentro del dominio de la microclimatología.

En el Cuadro IV.1 se puede ver el alcance de cada nivel, tanto en distancias horizontales como en verticales:

CUADRO IV.1.

Clima	Intervalos horizontales. Distribución horizontal (metros)	Intervalos verticales. Distribución vertical (metros)
Microclima	$\approx 10^{-2} - 10^4$	$10^{-2} - 1 \times 10^3$
Mesoclima	$\approx 10^{-3} - 2 \times 10^5$	$10^0 - 6 \times 10^3$
Macroclima	$\approx (2-4) \times 10^5 - 10^7$	$10^0 - 2 \times 10^5$

Ejemplos representativos de cada nivel:

Microclima:

- Clima de pradera.
- Clima de cultivo.
- Clima de invernadero.
- Clima de cresta, etc.

Mesoclima:

- Clima urbano.
- Clima de montaña.
- Clima de costa.
- Clima de fondo de valle.
- Clima de cuenca, etc.

Macroclima:

- Abarca las grandes zonas climáticas, como la región de los monzones, la región mediterránea, etc.

- Si los valores tomados en un determinado momento en el punto considerado son representativos del conjunto de valores que se tomarían en otros momentos.
- Y si los datos del punto escogido para la estación son representativos de los datos que se registrarían en otros lugares de la misma zona climática.

Es decir, los problemas son el establecimiento del período óptimo de la muestra de los datos a considerar y la representatividad de la estación climatológica.

1.3. CONSIDERACIONES GENERALES RESPECTO A LOS DATOS CLIMATOLOGICOS

Los datos son recogidos y registrados por las estaciones climatológicas. Estas se clasifican en tres órdenes en función del programa de observaciones que realizan y por la frecuencia de las mismas:

- Estaciones «completas o de primer orden», que efectúan toda clase de observaciones climatológicas ordinarias y están dotadas para ello de aparatos de precisión y registradores.
- Estaciones «termopluviométricas o de segundo orden», que se encargan de efectuar tres observaciones diarias (aunque muchas de ellas sólo hacen dos); en una de las observaciones se incluyen las temperaturas extremas; sólo poseen termómetro e higrómetro, o sicrómetro y pluviómetro.
- Estaciones «pluviométricas o de tercer orden», que se limitan a medir la precipitación cada veinticuatro horas, para lo cual disponen de un pluviómetro como único aparato. A todos los observadores se les pide que registren también los meteoros (niebla, tormentas...), aunque las lagunas en este punto suelen ser extensas.

El conjunto de estaciones climatológicas constituye la Red Climatológica. Una cuestión trascendental es el diseño de esa red, es decir, la elección del emplazamiento de las estaciones, ya que la toma de datos climatológicos en un punto plantea una serie de interrogantes de los cuales los dos más importantes son:

1.3.1. Período óptimo

En un principio se pretendió establecer los ciclos de las distintas características del clima (temperatura, humedad, etc.), cuando en muchos casos no existen y, en general, su determinación es muy difícil, ya que para calcular el ciclo de una característica de «n» años es preciso disponer de datos de aproximadamente «4n» años.

Además, como los valores normales de los caracteres climáticos no son conocidos, hay que conformarse con estimaciones muestrales de los mismos y para cada característica hay que determinar cuál es el tamaño de la muestra que ofrece mejores garantías de representatividad. Esta determinación del período óptimo se efectúa esencialmente de forma experimental y su valor no es el mismo para todas las características del clima.

En el Cuadro IV.2 se encuentran los períodos óptimos para distintas características y regiones, tomados de las publicaciones técnicas de la O.M.M. (Organización Meteorológica Mundial).

CUADRO IV.2.—PERIODO OPTIMO DE AÑOS

Elemento	Islas	Costas	Llanuras	Montañas
Temperatura	10	15	15	25
Humedad	3	6	5	10
Nubosidad	4	4	8	12
Visibilidad	5	5	5	8
Precipitación	25	40	40	50

La O.M.M. recomendó en 1935 un período uniforme de treinta años, que posteriormente fue actualizado, como se puede ver en el Cuadro.

1.3.2. Representatividad de la estación

Este es un problema a solucionar localmente, estudiando las características topográficas y altitudinales de la zona, que son las que más afectan a la representatividad de una estación respecto de un área determinada. Además, conviene, si es posible, establecer comparaciones entre datos climáticos de localizaciones distintas dentro de la misma área.

Se considera, de forma general, que un punto de observación es representativo cuando, variando su emplazamiento y llevándolo a distancias del orden del centenar de metros, los resultados estadísticos no sufren variaciones sustanciales.

A continuación se presenta la lista de estaciones de la Red Nacional y una ficha de resumen mensual con los datos que se recogen en ella.

RELACION DE ESTACIONES COMPLETAS

1. Fuenterrabía.	38. Cáceres.	75. Pamplona.
2. Igueldo - San Sebastián.	38 bis. Junta de Energía Nuclear.	76. Calamocha.
3. Bilbao.	39. Ciudad Real.	77. Daroca.
4. Parayas - Santander.	40. B. A. Badajoz - Talavera la Real.	78. Sanjurjo.
5. Santander.	41. Badajoz - Inst.	79. Zaragoza.
6. Gijón.	42. Huelva.	80. La Molina.
7. Aeropuerto de Asturias.	43. Jaén.	81. Lérida.
8. Monteventoso.	44. Aeropuerto de Córdoba.	82. Monflorite - Huesca.
9. La Coruña.	45. Est. Esp. El Zaidín.	83. Observatorio del Ebro.
10. Aeropuerto de Santiago.	46. Aeropuerto de Granada.	84. Vandellós.
10 bis. Orense.	46 bis. La Cartuja.	85. Reus.
11. I. Pontevedra.	47. Aeropuerto de Sevilla.	86. Tarragona.
12. Aeropuerto de Vigo.	48. Facultad de Ciencias de Sevilla.	87. Aeropuerto de Barcelona.
13. Vigo.	49. Tablada.	88. Barcelona.
14. Punto Centro - Lugo.	50. B. A. de Morón.	89. Montseny - Turo del Home.
15. Ponferrada.	51. B. A. de Jerez de la Frontera.	89 bis. Granollers.
16. Soria.	52. San Fernando.	90. Gerona.
17. Burgos.	53. Cádiz.	90 bis. Costa Brava - Gerona.
18. Villafria.	54. Tarifa.	91. Figueras - Gerona.
19. Palencia.	55. Aeropuerto de Málaga.	92. Ceuta.
20. Valladolid.	56. Málaga.	93. Aeropuerto de Melilla.
21. Avila.	57. C. Jardín - Almería.	94. Aaiun.
22. Puerto de Navacerrada.	58. Aeropuerto de Almería.	95. Villacisneros.
23. Segovia.	59. San Javier.	96. Aeropuerto de Menorca.
24. Crespos.	60. Murcia - Vistabella.	97. Pollensa.
25. B. A. Villanubla.	61. Murcia - Univ.	98. Palma.
26. Zamora.	62. Alcantarilla.	99. Aeropuerto de Palma.
27. Aeropuerto de León.	63. Alicante - El Altet.	100. Ibiza.
28. Matacán - Salamanca.	64. Alicante - C. Jardín.	101. Lanzarote.
29. Salamanca.	65. Cuenca.	102. Mazo - La Palma.
30. Molina de Aragón.	66. Albacete - Los Llanos.	103. Matorral - Fuerteventura.
31. Barajas.	67. Teruel - Inst.	104. Los Rodeos.
32. Guadalajara.	68. Aeropuerto de Manises.	105. Santa Cruz de Tenerife.
33. Torrejón.	69. Valencia.	106. Izaña - La Orotava.
34. Madrid - Retiro.	70. Castellón.	107. Guía.
34 bis. Madrid - Ciudad Universitaria	71. Vitoria - «Aerodromo».	108. Junta Obras del Puerto de La Luz y Las Palmas.
35. Cuatro Vientos.	72. Agrometeorológico de Logroño.	109. Las Palmas I. C. P. R.
36. Getafe.	73. Aerodromo de Agoncillo.	110. Aerop. de Las Palmas - Gando.
37. Toledo.	74. Candanchú.	

Mos Año 19 $\phi =$; $\lambda =$; $g =$; $\Delta G =$; $H_s =$; $H_b =$; $h_l =$; $h_a =$; $h_d =$; $h_r =$
 Mod. 460/74 - Imp. Instituto Nacional de Meteorología

Temperatura máxima absoluta °C fecha • mínima absoluta °C fecha • media de las máximas °C • media de las mínimas °C • media mensual °C • media a 7 Horas °C • media a 13 Horas °C • media a 18 Horas °C	Precipitación total en mm • máxima en un día mm Fechas de la precipitación máxima N.º total de días de precipitación Viento dominante en el máximo N.º de días de precipitación $ip < 0.1$ mm • ≥ 0.1 • ≥ 1.0 • ≥ 10.0 • ≥ 30.0 • lluvia • nieve • granizo o pedrisco Δ • tormenta ∇ • niebla $\equiv$ • rocío Δ • escarcha $\sqcup$ • suelo cubierto de nieve $\boxtimes$ Tensión media del vapor de agua (mm) Punto de rocío medio mensual (°C) Evaporación total del mes (mm) • media diario (mm) Presión atmosférica en mb media 0 °C en mb al nivel del mar o al de ref que corr.	Nubosidad media (En octavas partes de cielo) A 7 horas 13 horas 18 horas Número de días despejados • nubosos • cubiertos Insolación total mensual (horas de sol) % de insolación Otros fenómenos
N.º de días de temperatura mínima $\leq -5^{\circ}\text{C}$ • $\leq 0^{\circ}\text{C}$ • $\leq 20^{\circ}\text{C}$ • máxima $\geq 25^{\circ}\text{C}$ • $\geq 30^{\circ}\text{C}$		
Humedad relativa media a 7 Horas (%/o) • a 13 Horas (%/o) • a 18 Horas (%/o) • mensual (%/o)		

V I E N T O

Número de veces en % que se ha observado en cada dirección y velocidad media para cada una de ellas en Km/hora																
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
%																
Km/h																
Número de veces en % con velocidad de Número de días con velocidad igual o mayor que																
0 - 5 Km/h	6 - 12	13 - 20	21 - 32	33 - 50	> 50 Km/h	36 Km/h	55 Km/h	91 Km/h								
									Dirección y velocidad de la racha máxima registrada en el anemómetrografo } Dirección día a horas min. } Velocidad km/h.							
Enviado el día de de 19 a la Jefe del Observatorio.									Explicaciones a la vuelta							

2. CARACTERÍSTICAS, CUALIDADES Y PROCESOS

Dentro del complejo conjunto de fenómenos, procesos y caracteres que definen el clima, se describen en este apartado aquellos que tienen una importancia directa en los estudios del medio físico dirigidos a cualificar la idoneidad del medio para acoger ciertos usos. Así como otros elementos, la vegetación o el agua, por ejemplo, son sujetos al mismo tiempo activos y pasivos, el clima sólo puede ser modificado muy levemente y es, por tanto, componente activo.

2.1. TEMPERATURA

La temperatura del aire es, con la humedad, el carácter climatológico más importante. Por su influencia en todas las actividades del hombre, en la vegetación, fauna..., etc., entra a formar parte de las clasificaciones climáticas, desde el macroclima hasta el microclima.

Los parámetros de la temperatura más comúnmente utilizados en las clasificaciones climáticas y en los estudios del régimen térmico de una localidad son las siguientes:

Valores absolutos

- Temperatura máxima diaria.
- Temperatura mínima diaria.
- Las temperaturas máxima y mínima anuales.
- Temperaturas máxima y mínima mensuales.

Medias

- Temperatura media diaria, que puede tomarse como el promedio de observaciones realizadas cada hora, como el promedio de lecturas realizadas a las 7,00, 14,00 y 21,00 horas (esta última contada dos veces), o simplemente como media aritmética de la máxima y mínima diarias.
- Temperatura media mensual. Media aritmética de las medias diarias del mes correspondiente.
- Temperatura media mensual de las máximas.
- Temperatura media mensual de las mínimas.

- Intervalo diario de temperatura o diferencia en grados centígrados entre la máxima y la mínima diaria.
- Intervalo anual de temperatura, diferencia entre la media del mes más cálido y del mes más frío.

Otros tipos de parámetros

- *Período libre de heladas*: número de días en que la temperatura es continuamente superior a cero grados centígrados.
- *Estación media libre de heladas*: número de días desde la fecha media de la última helada de primavera hasta la fecha media de la primera helada de otoño.
- *Temperatura nocturna efectiva*: media mensual de las mínimas, más un cuarto (intervalo medio mensual).
- *Temperatura diurna efectiva*: media mensual de las máximas, menos un cuarto (intervalo medio mensual).

2.1.1. Variaciones de la temperatura

La temperatura experimenta variaciones que es conveniente conocer cuando se trata de realizar un análisis climático completo. En un mismo lugar la temperatura presenta variaciones diarias y estacionales; dentro de una zona de alguna extensión pueden darse variaciones con la altitud (verticales), con la latitud (horizontales) o debidas a otros factores (relieve, masas de aguas próximas). En los estudios del medio físico son las variaciones de un lugar a otro las que interesan más, en cuanto pueden definir meso o microclimas (ver el Apartado 3.6); el conocimiento del modo de variación es particularmente importante, ya que permite deducir valores de la temperatura, para un lugar donde no se recogen directamente, a partir de datos conocidos de otro lugar. El caso más frecuente es el de las variaciones altitudinales: se admite que el gradiente vertical de temperatura se sitúa entre 0,4 y 0,8° C. y que su valor medio es de 0,55° C.

2.1.2. Representación gráfica de datos termométricos

La representación de los datos de temperatura se puede realizar de numerosas formas. A continuación se exponen algunas de las más usadas:

2.1.2.1. Mapas de isotermas

Las isotermas son isolíneas que unen en el mapa puntos con iguales valores absolutos o medios de temperatura, pero también se emplea el término para reflejar distintos aspectos de la temperatura, como:

Duración: Las isotermas de duración son líneas que unen puntos de igual duración de un determinado fenómeno; por ejemplo número de días en que la media diaria de temperaturas supera los seis grados.

Las isotermas de duración también se pueden utilizar para cartografiar el período vegetativo o la duración media de la época libre de heladas en una zona determinada.

Frecuencia. Las isotermas de frecuencia representan los puntos del territorio con igual frecuencia media de alguno de los parámetros de temperatura.

Anomalías. Las isotermas de anomalías unen puntos con la misma separación de los valores normales o esperados de la temperatura. Su trazado puede ser útil en casos como el de regiones montañosas para destacar los efectos distintos de las laderas Sur y Norte.

Variabilidad. Este aspecto de la temperatura se puede reflejar mediante isolíneas denominadas equivariables, que unen en el mapa puntos con igual desviación respecto a los valores medios.

Se utilizan también para representar gráficamente la variabilidad de la fecha media de las heladas, la variabilidad de duración media del período vegetativo, etc., y resultan de gran valor para estudiar los problemas agrícolas de una región.

La variabilidad se expresa, en general, por medio del «coeficiente de variabilidad»:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100$$

Donde:

CV = Coeficiente de variabilidad.

σ = Desviación estándar.

$\bar{x}$ = Valor medio.

Isolíneas de temperaturas acumuladas

Unen puntos que poseen el mismo valor de

temperaturas acumuladas para un determinado período de tiempo.

Estos mapas tienen una gran utilidad en las clasificaciones de climas a nivel regional y en el estudio de las relaciones entre la actividad de las plantas y las condiciones de temperatura reinantes, y también en el análisis de los ciclos climáticos.

Se calculan a partir de los valores medios de temperatura de cualquier estación climatológica en un período determinado de tiempo.

Los valores por encima y por debajo de un determinado límite, como, por ejemplo cero o seis grados, se suman para el período considerado en forma de grados diarios. Por ejemplo, si se toma como límite seis grados centígrados y la temperatura media diaria para el 1 de enero es nueve grados centígrados, se sumarán tres grados diarios al total. Para facilitar y acordar los cálculos, se suelen hacer basándose en las medias mensuales. Así pues, si la media del mes de enero fue ocho grados centígrados se tendrá $31 \times 2 = 62$ grados diarios, que será el valor de la temperatura acumulada para el mes de enero.

El período de acumulación pueden ser meses, estaciones, años, etc.

2.1.2.2. Gráficos y diagramas

En general, los diagramas de bloques son muy efectivos en la representación de determinados aspectos climáticos, gracias a su claridad y fácil construcción. Se usan para representar:

a) El ritmo de los cambios diurnos y estacionales.

b) Intervalos de variabilidad de los distintos elementos climáticos.

c) La distribución de variables regionales por sobreimpresión de los diagramas sobre las localidades de un mapa.

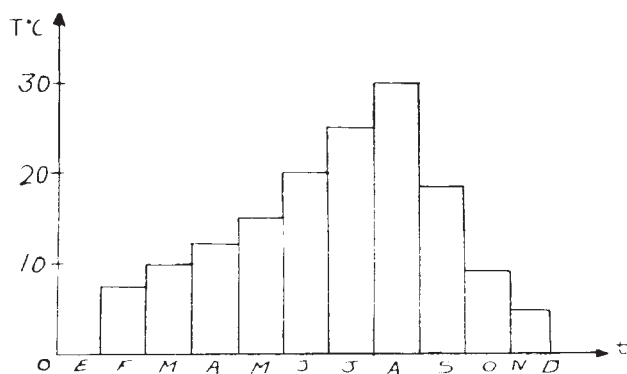
Los tipos más comunes de diagramas son:

— *Diagramas simples.*

Se utilizan para representar valores absolutos en períodos de tiempo determinados (Figura IV.4.1).

Ejemplo:

FIGURA IV. 4.1.—VARIACIONES DE TEMPERATURA

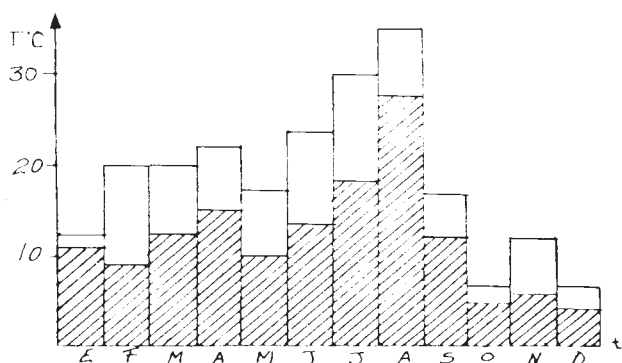


— *Diagramas superpuestos.*

Se utilizan para comparar directamente diagramas de distintas estaciones climatológicas o distintos elementos superpuestos en el mismo diagrama (Figura IV.4.2).

Ejemplo:

FIGURA IV. 4.2.—VARIACIONES DE TEMPERATURA

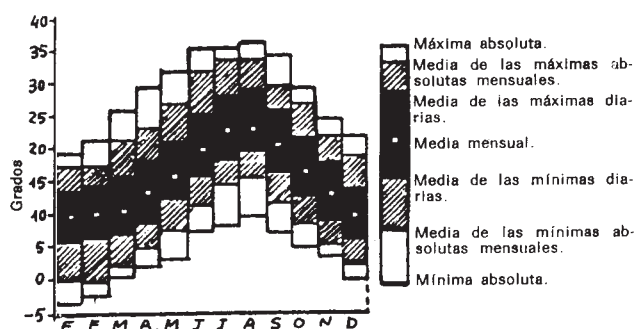


En el diagrama se representan las temperaturas medias mensuales en un año determinado para dos estaciones climatológicas distintas.

— *Diagramas compuestos.*

Muestran las variaciones en las condiciones

FIGURA IV. 4.3.—VARIACIONES DE TEMPERATURA



mensuales de temperatura para un período de cierto número de años (Figura IV.4.3).

En general, se usan para:

- Representar gráficamente el carácter interno de determinados promedios y para representar desviaciones sobre las condiciones medias.
- *Histogramas o gráficas de frecuencias.*

En ellas se representan frecuencias en ordenadas —por ejemplo, de temperaturas máximas, mínimas, etc.— y en abscisas los valores de temperatura. Al estudiar la representación de datos de precipitación se presentan ejemplos de otros tipos de gráficas.

2.2. HUMEDAD ATMOSFERICA

Se entiende por humedad atmosférica la cantidad de vapor de agua contenido en el aire. Se trata de un carácter climatológico de primera magnitud muy relacionado, a través de diversos mecanismos físicos, con la nubosidad, la precipitación, la visibilidad y de forma muy especial con la temperatura: la cantidad de agua en forma de vapor que puede encontrarse en la atmósfera es función directa de la temperatura.

La humedad atmosférica suele expresarse por medio de distintos parámetros e índices; los más usados son:

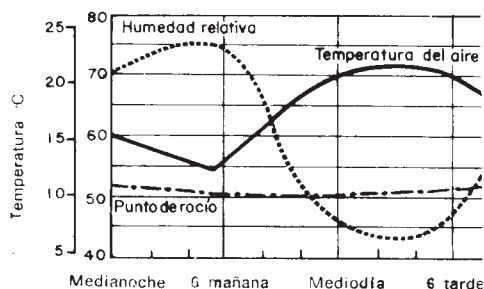
Humedad relativa (H). Es la relación expresada en tanto por ciento entre la tensión real del vapor de agua, e , y la tensión de saturación a la misma temperatura e_s .

$$H = 100 \cdot \frac{e}{e_s}$$

La relación entre H y la temperatura del aire es inversa: cuando ésta aumenta, la capacidad del aire para retener vapor de agua aumenta también; si la atmósfera no recibe entonces aportaciones nuevas de vapor de agua, la humedad relativa disminuye. Y al contrario, cuando disminuye la temperatura, la capacidad de retención decrece y la humedad relativa aumenta.

La humedad relativa es la forma más común de expresar la humedad atmosférica por su explícita

FIGURA IV.5.—RELACION HUMEDAD RELATIVA-TEMPERATURA



Ciclo diario de humedad relativa y temperatura del aire. Valores medios para el mes de mayo en Washington, D.C. (según la Oficina Meteorológica de los EE.UU.).

relación con el bienestar climático y el crecimiento de las plantas.

Tensión de vapor (e). Es la presión parcial del vapor de agua en el aire; depende de la humedad absoluta y de la temperatura, y es independiente de la presión de los otros gases del aire. Se mide en milibares (mb) o en otras unidades de presión.

Tensión de saturación (e_s) o presión de saturación. Es la presión parcial máxima que puede alcanzar el vapor de agua en el aire. Es una función creciente con la temperatura. A una temperatura dada, la tensión de vapor (e) será siempre inferior, o en todo caso igual, a la tensión de saturación para esa temperatura.

Déficit de saturación (e'). Es la diferencia entre la tensión de saturación (e_s), que corresponde a la temperatura del aire, y la tensión real de vapor (e) para esa temperatura:

$$e' = e_s - e$$

Este déficit de saturación regula la pérdida de agua por transpiración en las plantas. La temperatura y el viento provocan aumento de la pérdida de agua y, por tanto, del déficit. Viene expresado en unidades de presión.

Punto de rocío (c). Es la temperatura a la cual la tensión real de vapor es igual a la tensión de saturación. Es decir, se alcanzará el punto de rocío cuando el aire contenga el máximo de vapor de agua para una temperatura dada.

Como la tensión de saturación es «sólo» función de la temperatura, resulta que estos dos índices, punto de rocío y tensión de saturación, pueden calcularse si se conoce el otro, como puede apreciarse en el Cuadro siguiente.

La variación diaria del punto de rocío es mucho menos que la de los demás parámetros de la humedad atmosférica, como, por ejemplo, la humedad relativa. Esto hace que se emplee en estudios aplicados, en concreto para el cálculo de índices de bienestar climático, como se verá más adelante.

Humedad específica. Es la masa de vapor de agua por la unidad de masa de aire.

Proporción de mezcla. Es la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco.

En la mayoría de los casos, la humedad específica y la proporción de mezcla no difieren mucho.

Humedad absoluta. Es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire. Es un parámetro que refleja la densidad de vapor de agua en el aire. Se expresa en gr/cm^3 . Tiene una gran utilidad en estudios de ingeniería de acondicionamiento de aire. Se puede obtener a partir del punto de rocío.

Temperatura del termómetro húmedo (t'). Es la temperatura más baja que se puede alcanzar evaporando agua en el seno del aire a expensas de la entalpía de éste y a presión constante.

La mayoría de los parámetros de la humedad no presentan una distribución normal de frecuencias; como a la hora de elegir el índice más conveniente se procura, en general, que sea el que más se acerca a la distribución normal, queda resuelta, desde el punto de vista climatológico, la cuestión de encontrar el índice natural de la humedad cuya distribución estadística sea normal.

2.2.1. Formas de condensación

Dos formas de condensación son importantes, aparte de la nubosidad, de cara a los estudios del medio físico:

- El rocío.
- La niebla.

CUADRO IV.3.—PUNTO DE ROCIO (1.000 mb)
(CRITCHFIELD, 1974)

Tem- peratu- ra del termó- metro seco (°C)	Presión de saturación (mb)	Depresión del termómetro húmedo (Td-Tw) o diferencia de temperatura entre el termómetro seco y el húmedo																					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
—20	1.2540	—33																					
—18	1.4877	—28																					
—16	1.7597	—24																					
—14	2.0755	—21	—36																				
—12	2.4409	—18	—28																				
—10	2.8627	—14	—22																				
—8	3.3484	—12	—18	—29																			
—6	3.9061	—10	—14	—22																			
—4	4.5451	—7	—11	—17	—29																		
—2	5.2753	—5	—8	—13	—20																		
0	6.1078	—3	—6	—9	—15	—24																	
2	7.0547	—1	—3	—6	—11	—17	—19																
4	8.1294	1	—1	—4	—7	—11	—13	—21															
6	9.3465	4	1	—1	—4	—7	—9	—14	—14														
8	10.722	6	3	1	—2	—5	—5	—9	—9	—28													
10	10.722	8	6	4	1	—2	—5	—9	—9	—14	—14												
12	14.017	10	8	6	4	1	—2	—5	—9	—16	—16	—17											
14	15.977	12	11	9	6	4	1	—2	—5	—10	—10	—10	—17										
16	18.173	14	13	11	9	7	4	1	—2	—6	—6	—10	—10	—17									
18	20.630	16	15	13	11	9	7	4	2	—2	—5	—5	—10	—10	—19								
20	23.373	19	17	15	14	12	10	7	4	2	—2	—5	—10	—10	—19	—19							
22	26.430	21	19	17	16	14	12	10	8	5	3	—1	—5	—10	—19	—19	—18						
24	29.831	23	21	20	18	16	14	12	10	8	6	2	—1	—5	—10	—10	—9	—18					
26	33.608	25	23	22	20	18	17	15	13	11	9	6	3	0	—4	—4	—9	—9	—16				
28	37.796	27	25	24	22	21	19	17	16	14	11	9	7	4	1	—3	—9	—9	—8	—15			
30	42.430	29	27	26	24	23	21	19	18	16	14	12	10	8	5	1	—2	—8					
32	47.551	31	29	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13	11	8	5	2	—2	—7	—14	—12	—29	
34	53.200	33	31	30	29	27	26	24	23	21	20	18	16	14	12	9	6	3	—1	—5	—4	—10	
36	59.422	35	33	32	31	29	28	27	25	24	22	20	19	17	15	13	10	7	4	0	—1	—3	
38	66.264	37	35	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	19	17	15	13	11	8	5	1	—9	
40	73.777	39	37	36	35	34	32	31	30	28	27	25	24	22	20	18	16	14	12	9	6	—2	

2.2.1.1. El rocío

El rocío se produce cuando la superficie de un cuerpo sólido expuesto al aire libre se enfría por debajo de la temperatura del punto de rocío. Es una condensación en forma de gotas de pequeño tamaño distribuidas uniformemente sobre toda la superficie enfriada y que van creciendo lentamente. El rocío se origina fundamentalmente de noche y los factores que lo favorecen son los siguientes:

- a) La duración de la noche.
- b) La transparencia del aire.
- c) El encalmamiento de las capas bajas de la atmósfera.
- d) La humedad del aire.

En los registros climatológicos sólo se toma en consideración la presencia o la falta de rocío, de forma que se pueden contabilizar los días con rocío mensuales, anuales, número medio de días de rocío, etc.

El rocío juega un papel importante en las regiones áridas y semiáridas, ya que impide la evaporación del agua del suelo y aporta humedad a éste.

2.2.1.2. La niebla

Tiene lugar cuando la condensación se produce dentro de la capa atmosférica que se encuentra en contacto con el suelo.

La niebla se inicia antes de que el aire haya alcanzado el estado de saturación, gracias a la presencia en las capas bajas de la atmósfera de un gran número de núcleos de condensación higroscópicos.

Hay diferentes tipos de niebla; según el origen, la más perjudicial es la niebla denominada industrial o «smog», formada por niebla propiamente dicha y contaminantes.

La niebla condiciona fuertemente la «visibilidad».

Como en el caso del rocío, se registran la ausencia o presencia de niebla y, por tanto, los días de niebla por mes o por año.

2.2.2. Representación gráfica de los datos

Cualquiera de los parámetros de la humedad atmosférica puede representarse gráficamente mediante mapas de isolíneas; la escala del mapa dependerá del nivel de detalle que se pretenda y de los datos disponibles. También suelen representarse por el mismo procedimiento las frecuencias de nieblas y rocío.

2.3. PRECIPITACION

La precipitación se define como el agua, tanto en forma líquida como sólida, que cae sobre la superficie de la tierra. La precipitación viene siempre precedida por los fenómenos de condensación y sublimación o por una combinación de los dos.

La precipitación es uno de los caracteres del clima más definitorios. Es también factor controlante principal del ciclo hidrológico en una región, así como la ecología, paisaje y usos del suelo.

Según su origen, pueden distinguirse:

- Precipitaciones ciclónicas o de frentes.
- Precipitaciones convectivas.
- Precipitaciones orográficas.

Según la forma en que se presenta, la precipitación recibe los nombres de:

- *Lluvia*. Gotas líquidas de diámetro comprendido entre 0,5 mm. y 3 mm. que llegan al suelo con velocidad > 3 m/seg. y < 7 m/seg.
- *Llovizna*. Gotas líquidas de diámetro inferior a 0,5 mm., muy numerosas, que caen con velocidad inferior a 3 m/seg. y casi siempre superior a 1 m/seg.
- *Chubasco*. Gotas grandes más o menos dispersas, de diámetro superior a 3 mm., que caen con velocidad superior a 7 m/seg.
- *Nevada*. Copos constituidos por cristales hexagonales de hielo, microscópicos, que caen con poca velocidad y forman en el suelo capas de estructura esponjosa.
- *Nieve granulada*. Granos esféricos de nieve cristalina, de 3 a 5 mm. de diámetro, frágiles, que rebotan al tocar el suelo.
- *Granizo*. Granos de hielo redondeados, de

estructura concrecionada, en los que alternan ordinariamente capas amorfas y capas cristalinas, de tamaño variable desde un milímetro en adelante.

En los registros climatológicos no se consideran por separado las distintas formas y orígenes, excepto la nieve y el granizo, ya que los efectos de estos últimos presentan una significación especial. En concreto, es interesante conocer la frecuencia de granizo en una determinada localidad para el desarrollo de actividades agrícolas, o la acumulación de nieve para el abastecimiento de agua.

2.3.1. Modos de expresar la precipitación

Hay una serie de datos de precipitación que se observan y registran en las estaciones climatológicas, y otros que se pueden deducir como variables a partir de los primeros.

En los registros climatológicos suelen anotarse los siguientes datos:

- Número de días y cantidad de lluvia, nieve y granizo, por separado.
- Número de días de precipitación.
- Datos de duración y forma de la precipitación.
- Valores extremos (máximos o mínimos) de precipitación (mensuales o anuales).
- Precipitación máxima registrada en veinticuatro horas.
- Totales anuales, mensuales y diarios.

A partir de los datos observados y registrados se obtienen otros parámetros que se utilizan para caracterizar el régimen de precipitaciones de un determinado lugar o para aspectos concretos en relación con el medio físico.

2.3.1.1. Promedios

- Media mensual.
- Media anual.
- Media de las máximas y mínimas anual o mensual.
- Número medio mensual de días de lluvia.
- Número medio anual de días de lluvia.

- Precipitación anual media o módulo pluviométrico medio: viene definido por la media aritmética de los valores de precipitación anuales de una serie de años, que la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) ha fijado en treinta años.
- Los valores extremos de los módulos pluviométricos.

2.3.1.2. Índices y fórmulas

Índice de humedad, expresado como el cociente entre la media anual y el módulo pluviométrico anual medio sobre un largo período.

Intensidad de precipitación:

$$I = \frac{A}{n}$$

donde A es la precipitación total en un determinado período de tiempo y n es el número total de horas de lluvia o número total de días de lluvia.

Intensidad media máxima de un aguacero:

$$Im = \frac{Ah}{At} \text{ (LOPEZ CADENAS, 1976),}$$

siendo Ah y At las lluvias máximas caídas en un tiempo determinado y dentro del aguacero, respectivamente.

Precipitación máxima probable (PMP). Cantidad máxima de precipitación que es físicamente posible en una determinada área y en una época dada del año.

Para su cálculo, y cuando se poseen pocos datos, HERSHFIELD establece la siguiente fórmula (WMO, 1965):

$$x = \bar{x} + 15S_x$$

Donde:

x = Valor estimado de PMP.

$\bar{x}$ = Media de las precipitaciones diarias durante cada año.

S_x = Desviación estándar de la serie de muestras.

Precipitación efectiva, o la diferencia entre la precipitación total y la evaporación total.

Coefficiente pluviométrico. Se calcula para cada mes, mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Coeficiente pluviométrico del mes } X = \frac{\text{Media del mes } X}{\frac{\text{Precipitación total anual}}{\text{Número de días del mes}}}$$

365

2.3.2. Medida de la precipitación sobre un área dada

Existen tres métodos básicos para estimar la precipitación media de una cuenca o de un área determinada cuando sólo se poseen datos de un número limitado de observatorios.

2.3.2.1. Método de las medias aritméticas de registros puntuales

Consiste en calcular la media aritmética de las precipitaciones registradas en las estaciones de la cuenca o del área estudiadas en el período de tiempo considerado.

Es el método más simple y grosero. Presenta el grave inconveniente de dar excesiva importancia a los valores extremos cuando no existe gran número de puntos de observación en la cuenca; sin embargo, es adecuado en regiones de relieve suave, cuando la variación entre las estaciones es relativamente pequeña (del orden del 25 al 50 por 100) y cuando la localización es relativamente uniforme.

2.3.2.2. Método de Thiessen

Es un método más útil cuando la distribución de las estaciones no es uniforme y la variación entre estaciones es relativamente grande.

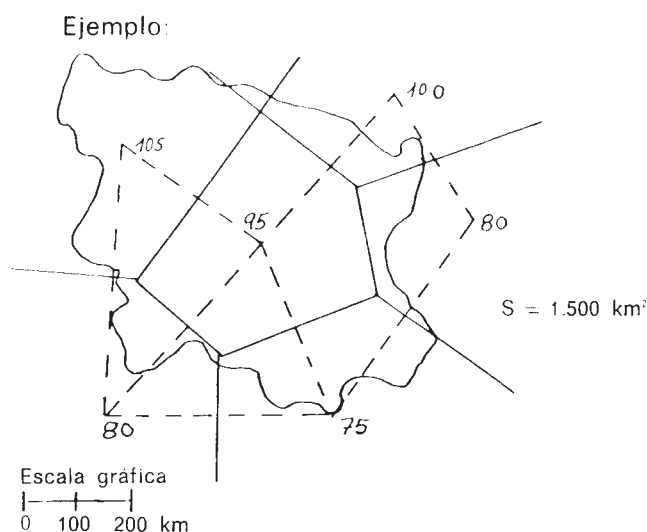
El criterio en que se basa es: asignar a cada punto de la cuenca la precipitación registrada en el pluviómetro más cercano. Para su aplicación se unen mediante líneas de trazo discontinuo las estaciones adyacentes, resultando una serie de triángulos. Luego se dibujan, con líneas de trazo continuo, las mediatrices de cada lado de los triángulos.

Las intersecciones de estas mediatrices definen un conjunto de polígonos. A cada polígono se le asigna la precipitación correspondiente a la estación que está en su interior.

Se mide el área de cada polígono y se expresa como una fracción decimal del área total de la cuenca. Es decir, que si las áreas de los polígonos son $S_1, S_2, S_3, \dots, S_n$ y las precipitaciones respectivas son $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$, la «precipitación media» P sobre la superficie total considerada S se calcula así:

$$P = \frac{S_1}{S} P_1 + \frac{S_2}{S} P_2 + \dots + \frac{S_n}{S} P_n$$

FIGURA IV.6.—METODO DE THIESSEN



Precipitación P_i	S_i/S	$P_i \times S_i/S$
75	0,15	11,25
80	0,04	3,2
80'	0,06	4,6
95	0,35	33,25
100	0,1	10,00
105	0,30	31,5
Total	1,00	93,6

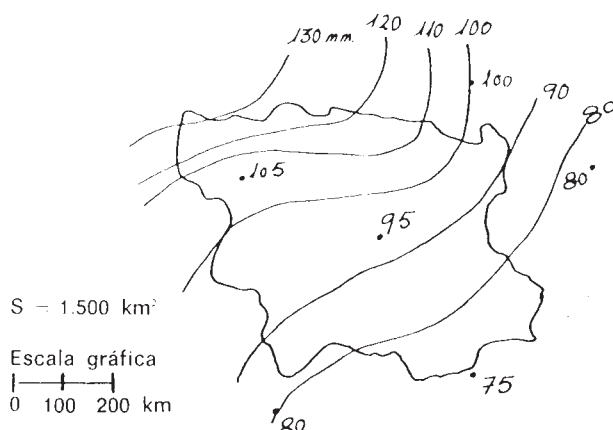
2.3.2.3. Método de las isohietas

Es el método más racional y que da mejores resultados. Responde bien a gradientes muy fuertes de precipitación debidos a la topografía.

Se trazan las líneas de isohietas y se mide el área entre dos isohietas adyacentes, que se expresa como una fracción decimal del área total. Se admite que la precipitación sobre esta superficie elemental es la media aritmética de las precipitaciones correspondientes a las isohietas que la delimitan.

Un ejemplo típico del método a seguir se ve en la Figura IV.7.

FIGURA IV.7.—METODO DE LAS ISOHIETAS



Intervalos de isohietas	Promedio de precipitación entre isohietas P_i (mm)	S_i/S (Km^2)	$P_i \times S_i/S$
130 - 120	125	0,05	6,25
120 - 110	115	0,09	10,35
110 - 100	105	0,18	18,5
100 - 90	95	0,35	33,25
90 - 80	85	0,21	17,85
80 - 70	75	0,12	9,00
Total		1,00	95,2

El promedio que resulta por este método es 95,2 milímetros, con lo que se pone de manifiesto que los resultados son diferentes según el método que se emplee para una misma cuenca o área.

El intervalo aconsejable entre isohietas depende del período de tiempo a considerar:

Isohietas	Intervalo
Anuales	De 100 en 100 mm
Mensuales	De 10 en 10 mm

Para dibujar el mapa de isohietas de una cuenca se utilizan distintas escalas de mapas según la superficie de la cuenca S:

Escala	Superficie de cuencas
1 : 25.000	$S < 500 \text{ km}^2$
1 : 50.000	$500 < S < 1.000 \text{ km}^2$
1 : 100.000	$1.000 < S < 5.000 \text{ km}^2$
1 : 200.000	$5.000 < S < 10.000 \text{ km}^2$
1 : 500.000	$10.000 < S$

2.3.3. Estimación de datos no registrados

Los huecos o lagunas en los registros de datos son bastante frecuentes. Para una determinada situación climatológica se puede recuperar la información que falta utilizando los registros de las estaciones más cercanas de la siguiente forma:

$$P_A = \frac{1}{n} \left(\frac{N_A}{N_B} P_B + \frac{N_A}{N_C} P_C + \dots + \frac{N_A}{N_n} P_n \right)$$

Donde P_A es el dato de la precipitación que falta y $P_B, P_C, \dots, P_n$ son las precipitaciones registradas en las estaciones vecinas B, C, ..., durante el período en que se producía la laguna en A.

$N_A, N_B, N_C, \dots, N_n$ son medidas de precipitación en las estaciones consideradas para períodos anuales, estacionales o mensuales, según cual sea el período más apropiado para cada estudio en particular.

2.3.4. Precipitación total en períodos específicos

En general, las precipitaciones anuales totales cuando la media anual sobrepasa los 40 centímetros presentan una distribución normal de frecuencias. Esta circunstancia es importante, ya que permite calcular la probabilidad de una cierta precipitación anual, una vez conocidas la media x y la desviación estándar s , trazando la curva de distribución normal.

Existe una relación bastante exacta entre la media x y la desviación estándar s , cuando ambas están en *cm* y x sobrepasa los 50 centímetros:

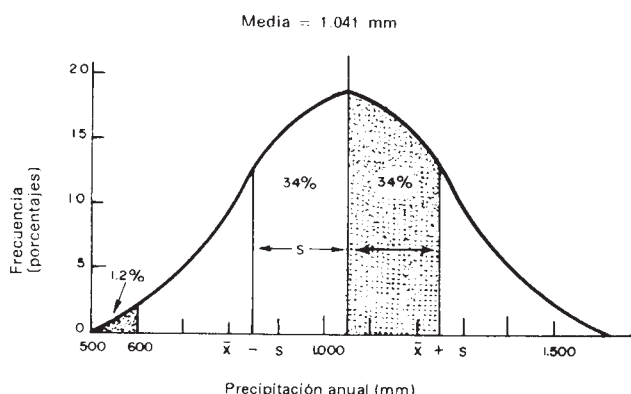
$$s = \frac{\bar{x}}{7} + 75 \quad (\text{GRIFFITHS, 1976})$$

El período óptimo para calcular la media x es alrededor de veinticinco años; el error estándar de la media ($s/\sqrt{25}$) será $0,03 \cdot x + 1$, o lo que es lo mismo, alrededor de tres centímetros en una media de 70 centímetros.

2.3.5. Distribución de frecuencias acumuladas

También resulta útil establecer la distribución de frecuencias acumuladas y conocer así la proba-

FIGURA IV. 8.—RELACION ENTRE PROBABILIDAD Y AREA ABARCADA POR LA CURVA NORMAL. UTILIZANDO LOS DATOS DE PRECIPITACION TOTAL ANUAL DE BALTIMORE (1917-1954)

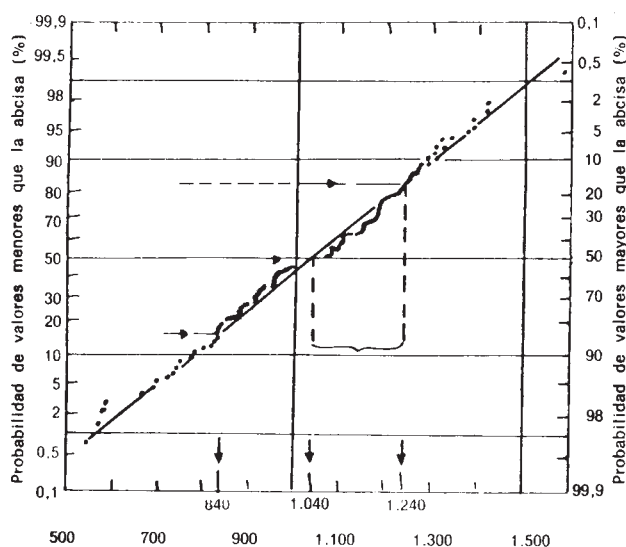


bilidad de que se dé una precipitación anual mayor o menor que un valor determinado. Con ello se puede, por tanto, cartografiar mediante isolíneas de probabilidad zonas con riesgo de sequía o de inundaciones o zonas con probabilidad alta de pérdida de determinadas cosechas, etcétera.

En la Figura IV.9 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas correspondientes a la distribución normal de la Figura anterior (DUNNE, LEOPOLD, 1978).

Esta representación de probabilidad de precipitación anual se hace en papel probabilístico.

FIGURA IV. 9.—PRECIPITACION ANUAL EN BALTIMORE (mm)



2.3.6. Relación intensidad-duración-frecuencia de las precipitaciones

Los datos de intensidad, duración y frecuencia de aguaceros [conjunto de lluvias asociadas a una perturbación meteorológica concreta (LOPEZ CADENAS, 1976)] son muy necesarios para los estudios de conservación de suelos, de obras de ingeniería, agrícolas, cálculos de erosión, etcétera, y en general, para determinar el posible impacto de cambios en los usos del suelo.

Entre los métodos utilizados para cuantificar las relaciones entre intensidad y frecuencia de los aguaceros en un punto determinado cabe citar el *Método de GUMBEL, 1958*, basado en las precipitaciones de mayor intensidad cada año en ese punto, siendo la intensidad de precipitación la cantidad de lluvia recogida en un cierto tiempo que puede tomarse como cinco minutos, seis horas, etc.

Este método estadístico utiliza una distribución de frecuencias acumuladas (denominada «distribución de valores extremos») que se suele representar en papel probabilístico especial («Papel Gumbel»), como se indica en la Figura que se presenta a continuación.

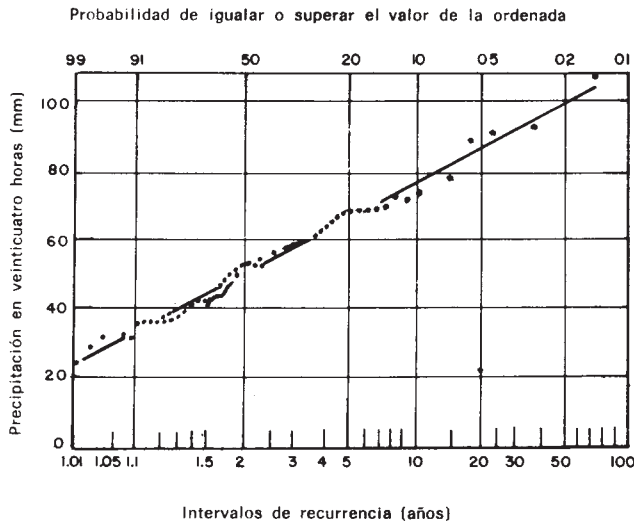
La ordenada de dicha Figura corresponde a la cantidad de lluvia recogida en un cierto tiempo (veinticuatro horas, máxima anual) y la abscisa al intervalo de años (valor promedio) entre dos aguaceros de igual o mayor magnitud que el correspondiente al eje de ordenadas. Este intervalo de tiempo se conoce como «intervalo de recurrencia» o «período de retorno». También se suele representar en abscisas (parte superior de la Figura) la probabilidad de que la precipitación máxima anual de cualquier año sea igual o mayor que el valor de la ordenada (p). Así, pues, la Figura se puede utilizar para estimar:

- El período de retorno de una precipitación máxima de cualquier magnitud.
- La magnitud de una precipitación máxima de cualquier frecuencia temporal.

El intervalo de recurrencia se puede determinar mediante la expresión:

$$T = \frac{1}{P} = \frac{n + 1}{m}$$

FIGURA IV. 10.—CURVA DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIONES PARA VEINTICUATRO HORAS, MAXIMOS AGUACEROS ANUALES (Buffalo, Nueva York, 1891-1961)



Donde:

P es la probabilidad de igualar o sobrepasar un cierto valor.

n es el número total de valores de la precipitación (uno por año), es decir, el número de años.

m es el número de orden de cada precipitación cuando se ordenan en magnitud decreciente. Al valor máximo se le asigna el valor $m = 1$.

Debe tenerse en cuenta que los errores cometidos en la extrapolación de la curva de distribución de valores extremos pueden ser grandes. Por otra parte, la distribución de frecuencias de GUMBEL no es la única que puede utilizarse para determinar precipitaciones intensas. Sin embargo, es la más conocida y la que ha tenido mayor aplicación en todo el mundo.

2.3.7. Relación intensidad-frecuencia para una estación climatológica (W.M.O., 1965)

Para establecer la relación es necesario disponer de un gran número de observaciones sobre intensidad de precipitación a lo largo de un período grande de tiempo.

Se utiliza la intensidad media máxima I , definida, como se vio anteriormente, por:

$$I = \frac{Ah}{At}$$

La I puede determinarse para una serie de períodos de tiempo que oscilan entre cinco minutos y veinticuatro horas. Debe calcularse también, para cada período determinado de t , la intensidad media máxima, que posee períodos de retorno $T = 1, 2, 5, \dots, 50$.

La relación intensidad-frecuencia viene reflejada en las siguientes fórmulas empíricas:

$$I = \frac{a}{(b + t)^n} \quad I = \frac{a + b \log. T}{(T + t)^{Tn}}$$

y puede ser representada gráficamente por una familia de curvas que muestran para un período de recurrencia (o de retorno) la intensidad media máxima para cada período de tiempo.

I es la intensidad media máxima en un tiempo t , expresada generalmente en milímetros/hora.

t es el tiempo o período considerado.

a , b y n son parámetros que varían según la estación climatológica, y dentro de ella, según el período de retorno considerado.

2.3.8. Repartición de lluvias a lo largo del año

Para poner de manifiesto la repartición de la precipitación anual en los diferentes meses del año se calculan los coeficientes pluviométricos de cada mes en tantos por ciento y se establece además, a veces, la curva de coeficientes pluviométricos acumulados, que dan para cada mes el porcentaje del módulo pluviométrico mensual, la medida mensual que representa las precipitaciones caídas desde el comienzo del año.

La descripción más completa de la repartición de lluvias se obtiene mediante los análisis estadísticos siguientes:

- Las máximas y mínimas de las medidas mensuales.
- El intervalo de variación: diferencia de máximas y mínimas.
- El coeficiente de variación:

$$CV = \frac{X}{m}$$

X es la variación típica; m son las precipitaciones medias.

- Polígono de frecuencias, sobre el que se puede intentar adaptar una ley teórica de distribución.

2.3.9. Representación gráfica de datos pluviométricos

Los datos de precipitación se suelen representar en forma de:

- Mapas de isolíneas.
- Diagramas.

Algunas formas típicas de estas representaciones son las siguientes:

2.3.9.1. Isolíneas

Isohietas. Son líneas que unen puntos del territorio con iguales valores medios de precipitación.

Se utilizan para dibujar mapas y caracterizar y dividir el territorio en clases y zonas climáticas.

Otras isolíneas utilizadas son:

- Isolíneas de duración, que reflejan la distribución geográfica de puntos que poseen la misma duración media de precipitaciones de una determinada intensidad.
- Isolíneas de frecuencia, que representan los lugares de igual frecuencia media de días de lluvia, de sequía, etc.

Equipluvias. Unen puntos del territorio con iguales coeficientes pluviométricos.

Equivariabiles. Unen puntos con iguales coeficientes de variabilidad respecto a la media. El «coeficiente de variabilidad» CV se puede expresar de la siguiente forma:

$$CV = \frac{S}{X} (100)$$

siendo S la desviación estándar y X la media de las precipitaciones.

Equicorrelativas. Son líneas que unen puntos de igual coeficiente de correlación. Se utilizan para establecer diferenciaciones climáticas del territorio.

Iso-anomalías. Son líneas que unen puntos con igual desviación respecto al valor hallado por algún ajuste estadístico (regresión altitud-precipitación, por ejemplo).

2.3.9.2. Diagramas

Son de fácil construcción y muy útiles, como se vio en el caso del análisis y representación de valores de temperatura.

Existen también varios tipos:

Diagramas de bloques

- Diagramas simples. Utilizan los «valores totales» de precipitación, ya sea de forma mensual, veinticuatro horas o anual.

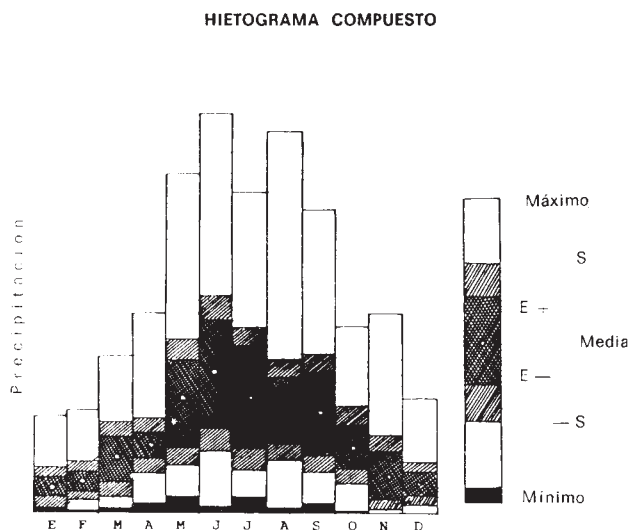
Se utilizan para observar la distribución de las precipitaciones.

- Diagramas de porcentajes. Por ejemplo, en ordenadas la precipitación (milímetros) y en abscisas el porcentaje de la precipitación anual correspondiente a cada mes.
- Hietograma. Expresa las cantidades de lluvia caídas por unidad de tiempo. En abscisas se lleva el tiempo en horas o intervalos más pequeños, si interesa, y en ordenadas la lluvia caída en la unidad de tiempo.
- Diagramas compuestos. Se utilizan para mostrar el carácter o modo de un promedio. Proporcionan información de la dispersión de precipitaciones y de las desviaciones de la media.

Gráficas de frecuencia

- Histogramas en los que se representan los porcentajes de frecuencias de precipitaciones en ordenadas, y en abscisas las cantida-

FIGURA IV.11.—PRECIPITACION MAXIMA Y MINIMA EN UN PERIODO DE AÑOS PARA CADA MES, JUNTO CON LA DESVIACION ESTANDAR (S) Y EL ERROR PROBABLE E



des de precipitación en una estación determinada, y para un período dado de tiempo. Además de los histogramas se pueden representar polígonos de frecuencia (Figura IV. 12).

2.4. EVAPORACION Y EVAPOTRANSPIRACION

El término evaporación se refiere, en climatología, al agua transferida a la atmósfera a partir de las superficies libres de agua, hielo y nieve; la transferencia de vapor de agua a la atmósfera a través de los estomas de las plantas se denomina transpiración (mecanismo biológico-físico).

Cuando se quiere determinar la pérdida de agua de una superficie cubierta de vegetación resulta prácticamente imposible separar la transpiración de la evaporación propiamente dicha, pues ambos procesos se influyen mutuamente.

FIGURA IV.12.—GRAFICAS DE PRECUENCIA (JANSA, 1969)

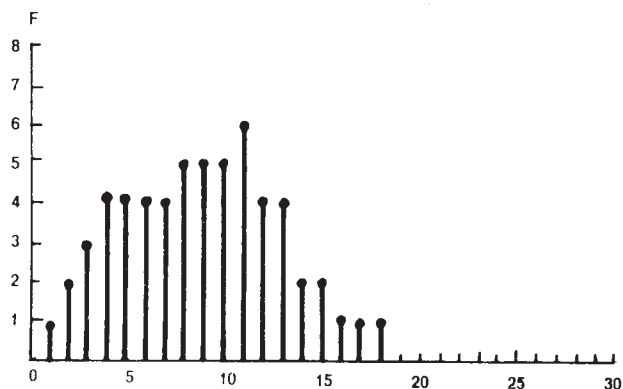
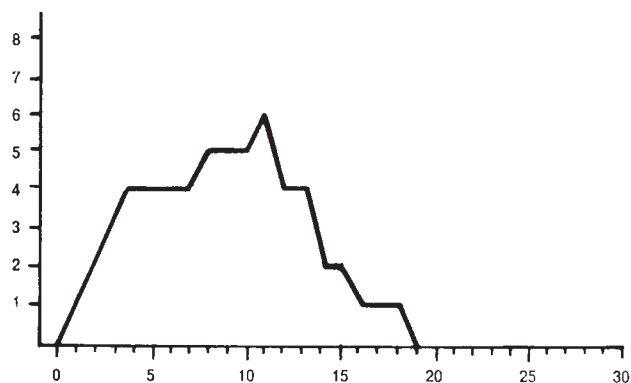
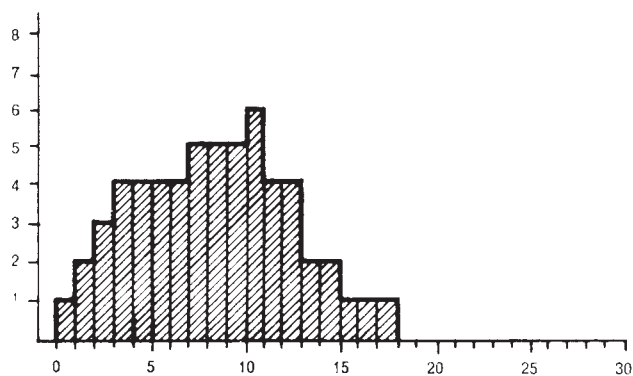


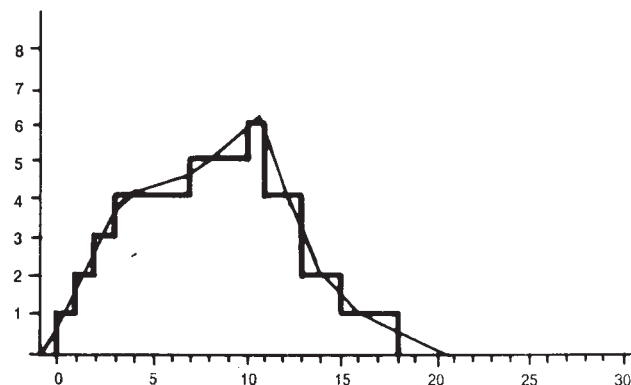
Diagrama de barras (Variable discreta). Número de días de lluvia del mes de abril, en Madrid, durante el periodo 1901-60. Escala de la izquierda, frecuencias absolutas.



Polígono de frecuencias.



Histograma.



Curva de frecuencias deducida del histograma. Recíprocamente, una curva de frecuencias correspondiente a una distribución continua, se puede convertir artificialmente en histograma.

Por ello, se utiliza el concepto de evapotranspiración para expresar el conjunto de pérdidas de agua en forma de vapor de la vegetación y de la superficie del suelo hacia la atmósfera.

Este concepto resulta de gran interés práctico y es uno de los que más frecuentemente se utilizan en los estudios del medio físico relacionados con la agricultura y las actividades forestales.

Las unidades en que se expresan tanto la evaporación como la evapotranspiración suelen ser: metros cúbicos por hectárea, milímetros de altura de agua o litros por metro cuadrado.

2.4.1. Evaporación

La evaporación está influida por diversos factores, entre los que se pueden citar el tipo de suelo (composición, color, estructura...) y otros factores climáticos (radiación, humedad del aire, viento...).

Esta dependencia de los factores edáficos y climáticos exige una cierta estandarización a la hora de tomar medidas que se puedan comparar. Por ello, resulta conveniente la introducción del concepto de evaporación potencial (E_0), que se define como: «La cantidad de agua evaporada por unidad de tiempo y de superficie libre del líquido».

La determinación de la evaporación potencial puede realizarse por medida directa, mediante el empleo de evaporímetro y bandejas de evaporación, o por cálculo.

2.4.1.1. Cálculo de la evaporación

Los métodos de cálculo principales son los siguientes:

- *Método de LANGBEIN*, basado en la temperatura media anual (TURC, 1954; MALDE, 1956), que propone la fórmula:

$$E_0 = 325 + 21 t + 0,9 t^2$$

siendo E_0 la evaporación (milímetros/año) y t la temperatura media anual en grados cen-

tígrados. Este método resulta útil para obtener una información rápida.

- *Método de THORNTHWAITE* (1948, 1955), basado en las temperaturas medias mensuales.
- *Método de BLANEY y CRIDDLE* (1950, 1955), basado en las temperaturas medias mensuales.
- *Método de PENMAN* (1948), basado en las temperaturas medias mensuales, período de insolación, cantidad de radiación incidente, humedad relativa y velocidad del viento. Este método es el que mejores resultados proporciona, siendo el preferido cuando se dispone de datos suficientes (RIJKOORT, 1956).

Los tres últimos métodos se utilizan también para el cálculo de la evapotranspiración y vienen descritos más adelante.

2.4.2. Evapotranspiración

La evapotranspiración depende de los mismos factores que la evaporación:

- Energía disponible para la vaporización del agua.
- Déficit de saturación de la atmósfera.
- Temperatura del aire.
- Velocidad y turbulencia del viento.
- Naturaleza y estado de la superficie de evaporación.

Influyen, además, otros factores relacionados con la movilización del agua por la vegetación, como:

- La radiación solar, que provoca un aumento de transpiración estomática.
- La existencia de períodos críticos durante los cuales las plantas son exigentes en agua o, por lo contrario son poco sensibles a la cantidad disponible de agua por hallarse en un relativo reposo vegetativo. Los períodos críticos varían según las especies y preceden a una fase importante de la vida vegetal. (Ver ejemplo página siguiente).

(GARCIA LOZANO, 1964)

Plantas	Período crítico
Trigo	En el encañado.
Maíz	Inmediatamente antes y después de la aparición de los pendo- nes.
Remolacha azucare- ra	Durante el desarrollo de la raíz.
Patata	Durante la aparición del tu- bérculo.
Algodón	Antes de la floración.

La importancia de la evapotranspiración es evidente por su considerable influencia sobre el crecimiento y distribución de las plantas. En concreto, la estimación de la evapotranspiración constituye la base del cálculo de las necesidades hídricas, de gran utilidad tanto en las fases de planificación de un proyecto como en el control del suministro diario de agua a una zona de cultivo.

La media o el cálculo de las necesidades de agua determinan en gran parte la elección de cultivos que puedan crecer satisfactoriamente en áreas de escasa precipitación (DAGG, 1965).

2.4.2.1. Evapotranspiración potencial

Dado el numeroso conjunto de factores que influyen en la evapotranspiración, su medida en

condiciones suficientemente representativas resulta difícil y su estimación a partir de los datos climatológicos es un problema aún no resuelto plenamente.

Por ello, con vistas a facilitar su cálculo, resulta de gran utilidad el concepto de «evapotranspiración potencial», que se define como el agua devuelta a la atmósfera en estado de vapor por un suelo que tenga la superficie completamente cubierta de vegetación y en el supuesto de no existir limitación en el suministro de agua (por lluvia o riego) para obtener un crecimiento vegetal óptimo.

La evapotranspiración potencial depende de:

- Los factores climatológicos.
- Tipo de vegetación.

Pudiendo considerarse como constante para un período relativamente largo (más de un mes), su determinación a partir de la evaporación se puede llevar a cabo mediante la relación siguiente:

$$E_p = \alpha \cdot E_0$$

Siendo:

E_p = La evapotranspiración potencial.

E_0 = La evaporación.

α = Un coeficiente próximo a la unidad, cuyos valores típicos se dan en el Cuadro IV. 4.

CUADRO IV.4.—VALORES DE α
(INST. LAND RECLAMATION, 1972)

Vegetación	C L I M A					
	H ú m e d o			Arido o semiárido		
	Temperatura		Tropical	Area de gran extensión		Pequeña extensión (1 ha)
	Invierno	Verano		Verano	Invierno	
Vegetación húmeda	0,9	1,0	1,0	1,0	1,2	1,5
Vegetación corta (hierba)	0,7	0,8	0,8	0,8	1,0	1,2
Vegetación alta (caña de azúcar, trigo, maíz)	0,8	1,0	1,0	1,0	1,2	1,5
Arroz	1,0	1,0	1,0	1,0	1,3	1,6

2.4.2.2. Evapotranspiración real

La evapotranspiración real (o efectiva) se define como la evaporación de un suelo cubierto por vegetación en el que el suministro de agua es restringido.

La evapotranspiración real es evidentemente menor (o en el caso límite igual) que la evapotranspiración potencial.

Entre los factores que la afectan se encuentran:

- Algunos elementos climatológicos que pueden llegar a ser determinantes.
- La especie vegetal que cubre el terreno.
- La fase vegetativa en que se encuentra.
- La cantidad de agua disponible en el suelo y en el subsuelo.
- La estructura mecánica, naturaleza química, etc., del suelo.

Como se ve por la enumeración hecha, todos estos factores son muy difíciles de estimar, y en todo caso los resultados inmediatos poseen escasa significación, mientras que los valores medios, de interés para la climatología aplicada, son más significativos.

Al tratar de la distribución geográfica de la evapotranspiración no es posible separar este fenómeno de la evaporación a través del suelo. Es evidente que se trata de un elemento que sólo existe en los continentes, como la evaporación pura sólo existe en los mares. El efecto global continental de los dos fenómenos es siempre inferior a la evaporación pura en los mares, de tal manera que la línea de la costa representa una línea definida de discontinuidad.

La evapotranspiración real oscila de forma simple, con un máximo en verano y un mínimo en invierno, aumentando también al disminuir la altitud.

2.4.2.3. Cálculo de la evapotranspiración potencial

Existen varios métodos para determinar la evapotranspiración, unos de carácter experimental, en los que se miden las velocidades de evapotranspiración (potencial o real) con deter-

minados aparatos, y otros de carácter teórico o semiempírico, en los que la evapotranspiración se calcula mediante ecuaciones más o menos rigurosas.

Método de THORNTHWAITE (1948, 1955)

Este método se basa exclusivamente en datos de temperatura expresados en la fórmula:

$$E_p = 1,6 \left(\frac{10 t}{I} \right)^a$$

En donde:

E_p = Evapotranspiración potencial (mm/mes).

t = Temperatura media mensual en grados centígrados.

I = Índice de calor anual.

$$a = 0,492 + 0,0179 / -0,0000771 / ^2 + 0,000000675 / ^3.$$

El índice de calor anual I se calcula a partir de las temperaturas medias de los doce meses:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1,5}$$

Los valores de la fórmula de THORNTHWAITE se encuentran tabulados (LOPEZ CADENAS, 1976) y se pueden calcular también de forma gráfica como se muestra en las Figuras IV.13 y IV.14 (PALMER, 1958).

FIGURA IV.13.

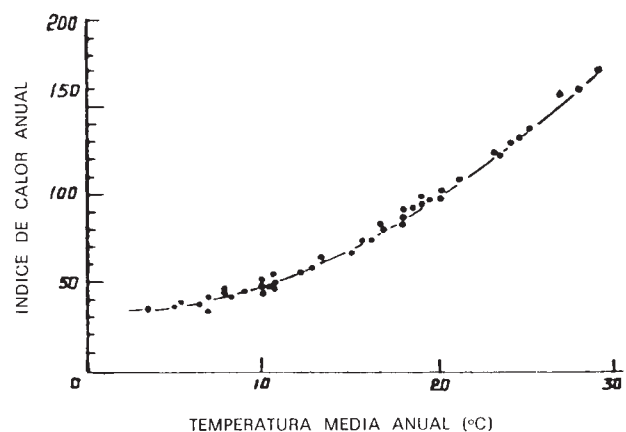
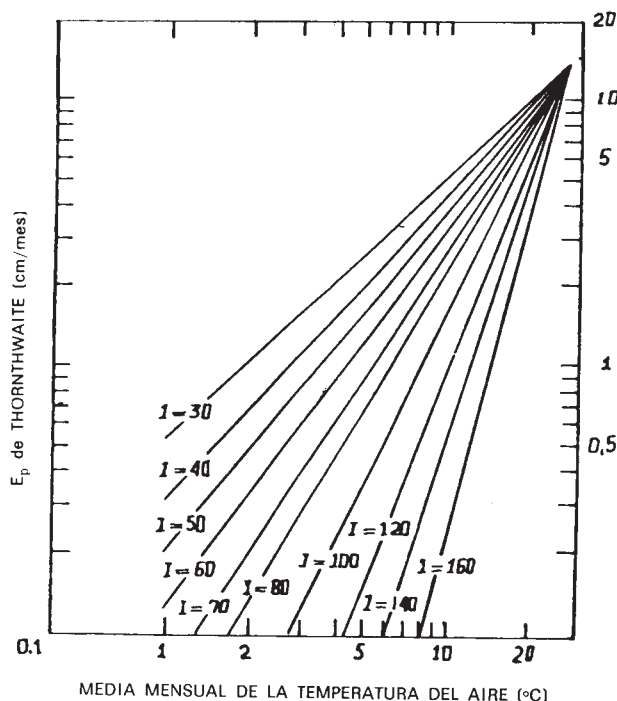


FIGURA IV.14



Los valores así calculados para E_p corresponden a un mes estándar de 360 horas de luz. Para otros valores de duración de la insolación, que irían en función de la latitud, la evapotranspiración calculada debe corregirse, multiplicándola por un factor apropiado que se encuentra en el Cuadro IV.5:

Método de BLANEY y CRIDDLE (1950, 1955)

La fórmula de BLANEY y CRIDDLE se desarrolló para calcular el consumo de agua en cultivos de regadío en el oeste de Estados Unidos.

Se basa en las mismas suposiciones que el método de THORNTHWAITE y también utiliza la temperatura media como variable independiente. La forma más reciente de esta ecuación (U. S. SOIL CONSERVATION SERVICE, 1970) es:

$$E_p = (0,142 t + 1,095) (t + 17,8) k \cdot d$$

E_p = Evapotranspiración potencial (cm/mes).

t = Temperatura media del aire (°C.). Cuando $t < 3^\circ \text{C.}$, el primer término entre paréntesis se hace igual a 1,38.

k = Coeficiente de consumo empírico, variable para cada tipo de cultivo y estado de crecimiento. Para cultivos perennes el coeficiente toma valores distintos cada mes; para cultivos anuales la variación corresponde a distintos porcentajes del período vegetativo.

d = Duración media de la luz solar por comparación a un mes de treinta días y doce horas de luz. Es función de la latitud. Los valores k y d están tabulados:

CUADRO IV.5.—FACTOR DE CORRECCION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL ESTANDAR, EN FUNCION DE LA ALTITUD
(DUNNE y LEOPOLD, 1978)

Latitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
60° N	0,54	0,67	0,97	1,19	1,33	1,56	1,55	1,33	1,07	0,84	0,58	0,48
50° N	0,71	0,84	0,98	1,14	1,28	1,36	1,33	1,21	1,06	0,90	0,76	0,68
40° N	0,80	0,89	0,99	1,10	1,20	1,25	1,23	1,15	1,04	0,93	0,83	0,78
30° N	0,87	0,93	1,00	1,07	1,14	1,17	1,16	1,11	1,03	0,96	0,89	0,85
20° N	0,92	0,96	1,00	1,05	1,09	1,11	1,10	1,07	1,02	0,98	0,93	0,91
10° N	0,97	0,98	1,00	1,03	1,05	1,06	1,05	1,04	1,02	0,99	0,97	0,96
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
10° S	1,05	1,04	1,02	0,99	0,97	0,96	0,97	0,98	1,00	1,03	1,05	1,06
20° S	1,10	1,07	1,02	0,98	0,93	0,91	0,92	0,96	1,00	1,05	1,09	1,11
30° S	1,16	1,11	1,03	0,96	0,89	0,85	0,87	0,93	1,00	1,07	1,14	1,17
40° S	1,23	1,15	1,04	0,93	0,83	0,78	0,80	0,89	0,99	1,10	1,20	1,25
50° S	1,33	1,19	1,05	0,89	0,75	0,68	0,70	0,82	0,97	1,13	1,27	1,36

CUADRO IV.6.—VALORES DE d
(GANDULLO)

Meses	L A T I T U D								
	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°	44°
Enero	0,87	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,81	0,81
Febrero	0,85	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,83	0,82	0,82
Marzo	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02
Abril	1,10	1,10	1,10	1,11	1,11	1,11	1,12	1,12	1,13
Mayo	1,21	1,22	1,23	1,23	1,24	1,25	1,26	1,26	1,27
Junio	1,22	1,23	1,24	1,24	1,25	1,26	1,27	1,28	1,29
Julio	1,24	1,25	1,25	1,26	1,27	1,27	1,28	1,29	1,30
Agosto	1,16	1,17	1,17	1,18	1,18	1,19	1,19	1,20	1,20
Septiembre	1,03	1,03	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04
Octubre	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,96	0,95	0,95	0,95
Noviembre	0,86	0,85	0,84	0,84	0,83	0,82	0,82	0,81	0,80
Diciembre	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,80	0,79	0,77	0,76

CUADRO IV.7.—VALORES DE K
(GANDULLO)

Cultivo	Valores de k
Alfalfa	0,80 a 0,85
Judías	0,60 a 0,70
Maíz	0,75 a 0,85
Algodón	0,60 a 0,70
Agrios	0,50 a 0,65
Arboles caducifolios	0,60 a 0,70
Trébol	0,80 a 0,85
Arroz	1,00 a 1,20

CUADRO IV.8.—VALORES DE K
(U. S. SOIL CONSERVATION SERVICE, 1970)

Cultivo	Longitud del período vegetativo normal	K*
Alfalfa	Entre heladas	2,0 - 2,3
Plátanos	Todo el año	2,0 - 2,5
Judías	3 meses	1,5 - 1,8
Cácao	Todo el año	1,8 - 2,0
Café	Todo el año	1,8 - 2,0
Maíz	4 meses	1,9 - 2,2
Algodón	7 meses	1,5 - 1,8
Cereal	3 meses	1,9 - 2,2
Sorgo	4-5 meses	1,8 - 2,0
Pastos	Entre heladas	1,9 - 2,2
Patata	3-5 meses	1,6 - 1,9
Arroz	3-5 meses	2,5 - 2,8
Soja	5 meses	1,6 - 1,8
Remolacha	6 meses	1,6 - 1,9
Caña de azúcar	Todo el año	2,0 - 2,3

Los valores bajos son para áreas más húmedas y los altos, para zonas más áridas.

Para calcular las necesidades de agua para un período vegetativo completo, la ecuación de BLA-NEY y CRIDDLE puede también utilizarse de la forma siguiente:

$$E_p = K \sum_{i=1}^n (1,8 t_i + 32) \cdot d_i$$

En donde:

K = Coeficiente de cultivo para un período vegetativo completo (ver Cuadro).

n = Número de meses del período vegetativo.

t_i = Temperatura del aire del mes i.

d_i = Fracción de horas anuales de luz del mes i.

Método de PENMAN (1948)

La ecuación de PENMAN para el cálculo de la evapotranspiración potencial es la siguiente:

$$E_p = f \cdot E_o$$

Siendo:

E_o = La evaporación en una superficie de agua libre.

f = Un coeficiente de reducción experimental, dependiente del lugar, mes y tipo de cultivo.

CUADRO IV.9.—VALORES DE K
(U. S. SOIL CONSERVATION SERVICE, 1970)

Cultivo	PERIODO VEGETATIVO			Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
	Comienzo temp. media (°C)	Fin temp. media (°C)	Máxima longitud (días)												
PERENNES															
Pastos	7	7	Variable	0,49	0,57	0,73	0,85	0,90	0,92	0,92	0,91	0,87	0,79	0,67	0,55
Alfalfa	10	— 2	Variable	0,63	0,73	0,86	0,99	1,08	1,13	1,11	1,06	0,99	0,91	0,78	0,64
Uvas	13	10	Variable	0,20	0,24	0,33	0,50	0,71	0,80	0,80	0,76	0,61	0,50	0,35	0,23
Hortalizas	10	7	Variable	0,17	0,25	0,40	0,63	0,88	0,96	0,95	0,82	0,54	0,30	0,19	0,15
% DEL PERIODO VEGETATIVO															
ANUALES				0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100		
Pequeñas hortalizas ...	16	0	100	0,33	0,47	0,64	0,74	0,80	0,82	0,82	0,76	0,66	0,48		
Guisante	16	0	100	0,54	0,65	0,80	0,97	1,08	1,12	1,11	1,08	1,04	0,98		
Patata			130	0,36	0,45	0,59	0,85	1,09	1,26	1,35	1,37	1,34	1,27		
Remolacha	— 2	— 2	180	0,46	0,54	0,69	0,87	1,03	1,16	1,24	1,24	1,18	1,10		
Maíz	13	0	140	0,46	0,54	0,64	0,82	1,00	1,08	1,08	1,03	0,97	0,89		
Maíz forrajero	13	0	140	0,45	0,50	0,59	0,71	0,90	1,03	1,07	1,07	1,04	1,00		
Grano de primavera ...	7	0	130	0,36	0,58	0,82	1,04	1,25	1,31	1,18	0,87	0,49	0,13		
Sorgo	16	0	130	0,32	0,47	0,72	0,93	1,07	1,04	0,94	0,82	0,70	0,60		
Soja			140	0,22	0,30	0,37	0,48	0,63	0,84	0,98	1,02	0,83	0,72		
Algodón	17	0	240	0,22	0,28	0,40	0,64	0,90	1,01	1,00	0,88	0,73	0,57		

Los valores medios del coeficiente f propuestos por PENMAN son:

$f = 0,6$ para los meses de noviembre a febrero.

$f = 0,7$ para marzo, abril, septiembre y octubre.

$f = 0,8$ para los meses de mayo a agosto.

$f = 0,75$ valor medio anual.

Algunos autores dan valores más específicos de este coeficiente según varíen la altura, densidad y reflectividad de los cultivos con las distintas estaciones.

La evaporación E_o se calcula mediante la fórmula deducida por PENMAN a partir del balance de energía:

$$E_o = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} H + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

En donde:

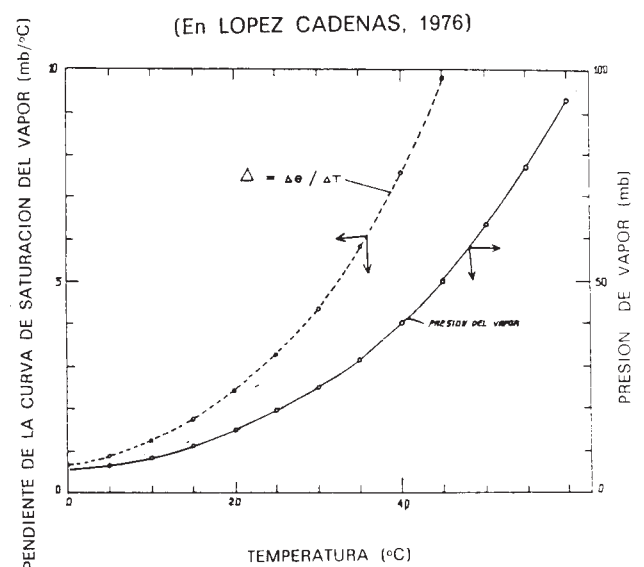
E_o = Evaporación (cm/día).

H = Radiación neta en unidades de cm/día de evaporación.

Δ = Pendiente de la curva de saturación del vapor de agua (mb/°C.). Se calcula a partir de la curva de presión del vapor frente a la temperatura, como puede verse en la Figura.

γ = Constante psicrométrica (0,66 mb/°C.).

FIGURA IV.15.



E_a = Término que describe la velocidad de difusión del vapor de agua debido al déficit de saturación.

Este último término se puede calcular mediante la fórmula empírica:

$$E_a = (0,013 + 0,000016 U) (e_{sa} - e_a)$$

Siendo:

$$E_a = \text{Cm/día.}$$

U = Velocidad del viento (km/día) a dos metros de altura sobre el suelo.

e_{sa} = Presión de vapor de saturación del agua a la temperatura del aire (mb).

e_a = Presión de vapor del agua en la atmósfera (mb).

Los valores del término Δ/γ (adimensional) se dan en el Cuadro siguiente para varias temperaturas.

T (°C)	$\frac{\Delta}{\gamma}$	T (°C)	$\frac{\Delta}{\gamma}$
0	0,67	25	2,72
5	0,90	30	3,57
10	1,23	35	4,57
15	1,58	40	5,70
20	2,14		

Método de VAN BAVEL (1966)

Se basa en las teorías del transporte turbulento:

$$E_a = \frac{3,64}{t_a} \frac{U_a}{\left(\ln \frac{Z_a}{Z_o} \right)^2} (e_{sa} - e_a)$$

En donde los nuevos términos expresan:

t_a = Temperatura del aire (k.).

U_a = Velocidad del viento (km/día).

Z_a = Altura sobre la vegetación a la que se han hecho todas las medidas (el subíndice a hace referencia a esta altura en centímetros).

Z_o = Parámetro que caracteriza la rugosidad aerodinámica de la superficie. Suele ser aproximadamente igual a la décima parte de la altura de la vegetación.

Los métodos anteriores (TORNTHTWAITE, BLANEY-CRIDDLE, PENMAN, etc.) deben comprobarse y contrastarse siempre con medidas directas de evapotranspiración, pues son métodos aproximados de estimación rápida, sujetos a errores que pueden llegar a ser considerables. Los basados en la temperatura del aire son más aconsejables en las regiones en las que fueron desarrollados, particularmente en zonas de clima continental y altitud media, donde la temperatura del aire es un buen índice de la radiación neta.

Método de TURC (1961)

Los parámetros de la ecuación de TURC para el cálculo de la evapotranspiración potencial son la temperatura y la radiación solar. Se pueden distinguir dos casos:

a) Cuando la atmósfera no está seca, siendo su contenido de humedad relativa media mensual superior al 50 por 100.

$$E_p = 0,4 (R_i + 50) \frac{t}{t + 15}$$

En donde:

E_p = Evapotranspiración potencial (mm/mes).

R_i = Radiación global incidente o radiación de onda corta que alcanza la superficie de la tierra (cal/cm² · día).

t = Temperatura media mensual del aire del mes considerado (grados centígrados).

El coeficiente 0,4 es válido para los meses de treinta y treinta y un días. En febrero debe reemplazarse por 0,37. Si se utilizan períodos de diez días. el coeficiente adecuado es 0,13.

b) Cuando la humedad relativa media mensual de la atmósfera es inferior al 50 por 100 el cálculo de la evapotranspiración se realiza a partir de la fórmula anterior, multiplicándola por el siguiente factor de corrección:

$$\left(1 + \frac{50 - h_r}{70} \right)$$

Siendo.

h_r = Humedad relativa media del aire en el mes considerado (%).

Esta modificación pretende corregir los valores demasiado bajos que dé la fórmula primitiva cuando se aplica en ciertas regiones áridas, en las cuales existen desplazamientos de masas de aire caliente y de bajo contenido en humedad sobre superficies regadas (es el llamado oasis).

Un inconveniente que presenta la fórmula de TURC, desde el punto de vista práctico, es que precisa de los datos suministrados por un actinómetro y un psicrómetro.

Para soslayar este problema, el propio TURC ha dado dos medios de aproximación:

a)

$$R_i = R_{iM} \left(0,18 + 0,62 \frac{a}{A} \right)$$

Donde:

R_{iM} = Máxima radiación posible según el mes y la latitud considerados ($\text{cal/cm}^2 \cdot \text{día}$).

A = Valor mensual medio de la duración astronómica del día.

a = Valor mensual medio de las horas diarias de insolación.

Tanto R_{iM} como A se encuentran tabulados en el hemisferio Norte y para las latitudes que se in-

dican; TURC da los siguientes valores que aparecen en los Cuadros siguientes:

b) La segunda aproximación para el cálculo de R_i es más grosera:

$$R_i = 12,5 (T' + 11) + 25 (t_{n+1} - T)$$

Donde:

T = Temperatura media anual.

T' = Temperatura media anual reducida al nivel del mar.

t_{n+1} = Temperatura media del mes siguiente.

Una aplicación práctica de las anteriores fórmulas empíricas, para el cálculo de la evapotranspiración potencial de diversos cultivos, se puede encontrar en los trabajos del Centro de Estudios Hidrológicos del M. O. P. (GARCIA LOZANO, 1964).

2.4.2.4. Cálculo de la evapotranspiración real

La evapotranspiración real se determina a partir de la evapotranspiración potencial y del contenido de humedad del suelo suponiendo una relación entre estas variables más o menos compleja, del tipo siguiente:

$$\frac{E}{E_p} = f \left(\frac{AD}{AD_{\max}} \right)$$

LATITUD 30°			LATITUD 40°			LATITUD 50°		
Meses	RiM	A	Meses	RiM	A	Meses	RiM	A
Enero	508	10,45	Enero	364	9,71	Enero	222	8,58
Febrero	624	11,09	Febrero	495	10,64	Febrero	360	10,07
Marzo	764	12,00	Marzo	673	11,96	Marzo	560	11,90
Abril	880	12,90	Abril	833	13,26	Abril	764	13,77
Mayo	950	13,71	Mayo	944	14,39	Mayo	920	15,46
Junio	972	14,07	Junio	985	14,96	Junio	983	16,33
Julio	955	13,85	Julio	958	14,68	Julio	938	15,86
Agosto	891	13,21	Agosto	858	13,72	Agosto	800	14,49
Septiembre	788	12,36	Septiembre	710	12,46	Septiembre	607	12,63
Octubre	658	11,45	Octubre	536	11,15	Octubre	404	10,77
Noviembre	528	10,67	Noviembre	390	10,00	Noviembre	246	9,08
Diciembre	469	10,23	Diciembre	323	9,39	Diciembre	180	8,15

Donde:

AD = Agua disponible del suelo (diferencia entre el contenido de humedad límite que las plantas no pueden ya aprovechar por succión, suponiendo que ésta es como máximo 15 atm.).

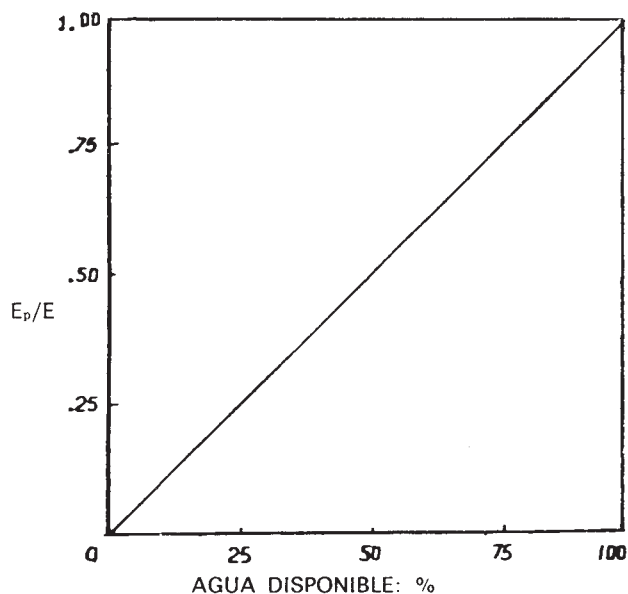
$AD_{\max}$ = Capacidad de retención de agua del suelo (máximo valor posible de AD para un contenido de humedad máximo del suelo).

Esta función, $f(AD/AD_{\max})$, resulta esencial para evaluar la influencia de la humedad en la velocidad de evapotranspiración real, puesto que la pérdida de agua del suelo está más relacionada con el grado de atracción entre las partículas de agua y las del terreno que con la cantidad de agua del suelo propiamente dicha.

Dentro de las relaciones establecidas para el cálculo de la evapotranspiración real, las más utilizadas son:

— La de THORNTHWAITE y MATHER (1955). En ella se supone que la velocidad de evapotranspiración real se sitúa por debajo de la potencial antes de que toda la humedad del suelo haya desaparecido. La variación de dicha velocidad con la humedad del suelo se supone lineal. Por tanto, si la mitad de la humedad ya se ha eliminado del suelo, la velocidad de evapotranspiración real será la mi-

FIGURA IV.16.—RELACION ENTRE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL (E_p) Y LA REAL (E) Y AGUA DISPONIBLE EN EL SUELO
(THORNTHWAITE y MATHER, 1955)



tad que la correspondiente a la potencial.

Esta suposición permite construir con mayor exactitud los balances hídricos, que es una de las formas más útiles de representación de datos de evapotranspiración (ver Figura IV.16).

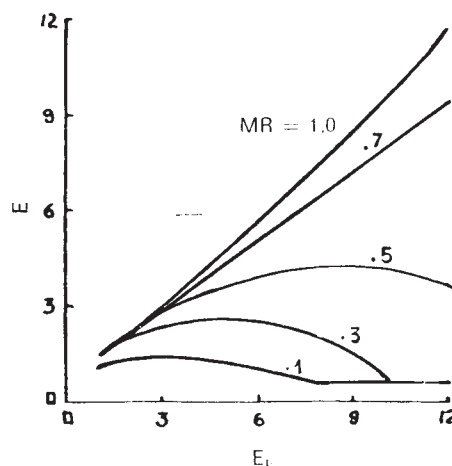
— Fórmula de DEN MEAD y SHAW (1962).

$$E = 0,732 - 0,050 E_p + (4,97 E_p - 0,661 E_p^2)$$

$$\frac{AD}{AD_{\max}} - (8,57 E_p - 1,56 E_p^2) \left(\frac{AD}{AD_{\max}}\right)^2 + \\ + (4,35 E_p - 0,88 E_p^2) \left(\frac{AD}{AD_{\max}}\right)^3$$

A partir de esta ecuación se calculan las velocidades de evapotranspiración potencial en milímetros por día. En la Figura IV. 17 se muestran algunos valores obtenidos con dicha ecuación (EAGLEMAN, 1976).

FIGURA IV.17.—RELACION ENTRE E Y E_p Y DISTINTOS VALORES DE MR (PROPORCION DE HUMEDAD)



2.4.3. Representación de los datos

Existen distintas formas de utilizar y representar los datos de evapotranspiración, unas más sencillas, que presentan la información inmediata, como son los mapas de isolíneas de evapotranspiración real, potencial, etc., y otras más elaboradas que permiten establecer clasificaciones climáticas; éstas son fundamentalmente dos:

- Diagramas de balance hídrico.
- Fichas hídricas.

2.4.3.1. Diagramas del balance hídrico

Consiste en una representación gráfica en la que se comparan la evapotranspiración potencial y la real con la precipitación, generalmente mensual. Esta comparación proporciona información sobre la cantidad en exceso o el déficit de agua disponibles en el suelo durante las diferentes estaciones.

Cuando la precipitación supera a la evapotranspiración potencial (meses de noviembre a mayo) hay exceso de agua, que inicialmente se acumula en el suelo (de noviembre a enero es el agua acumulada AA) y acaba por sobrar, circu-

lando por el terreno hasta unirse a otras corrientes de la zona (de enero a marzo, AS, agua superflua). En los meses de abril a julio, aunque la precipitación es inferior a la evapotranspiración real, no se produce déficit de agua en el suelo, pues la vegetación utiliza la que todavía está acumulada (UA). A partir de julio, el suelo no tiene agua suficiente y se produce el déficit, que dura de julio a noviembre. De octubre a noviembre el suelo se recarga de humedad y la evapotranspiración real vuelve a igualarse a la potencial, momento en que vuelve a haber exceso de agua.

El conocimiento del déficit de agua probable es muy útil para planificación del riego y para la predicción del rendimiento de cosechas en terrenos sin riego. Se pueden utilizar también mapas estadísticos del déficit de agua para indicar probabilidades de sequía, basadas en la cantidad de agua retenida por el suelo en vez de la cantidad total de lluvia caída.

A partir de los balances hídricos es inmediata la deducción de ciertos índices (índice de humedad, índice de aridez) basados en las diferencias entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, con los que se establecen criterios de clasificación climática (THORNTHWAITE, 1948) como se indica más adelante.

2.4.3.2. Ficha hídrica

Es la representación numérica de los datos contenidos en el diagrama de balance de agua. A continuación se presenta como ejemplo la ficha hídrica de un observatorio de la ciudad de Málaga, coincidente con el diagrama de balance de agua presentado anteriormente y tomada, asimismo, de CEREZUELA, 1977.

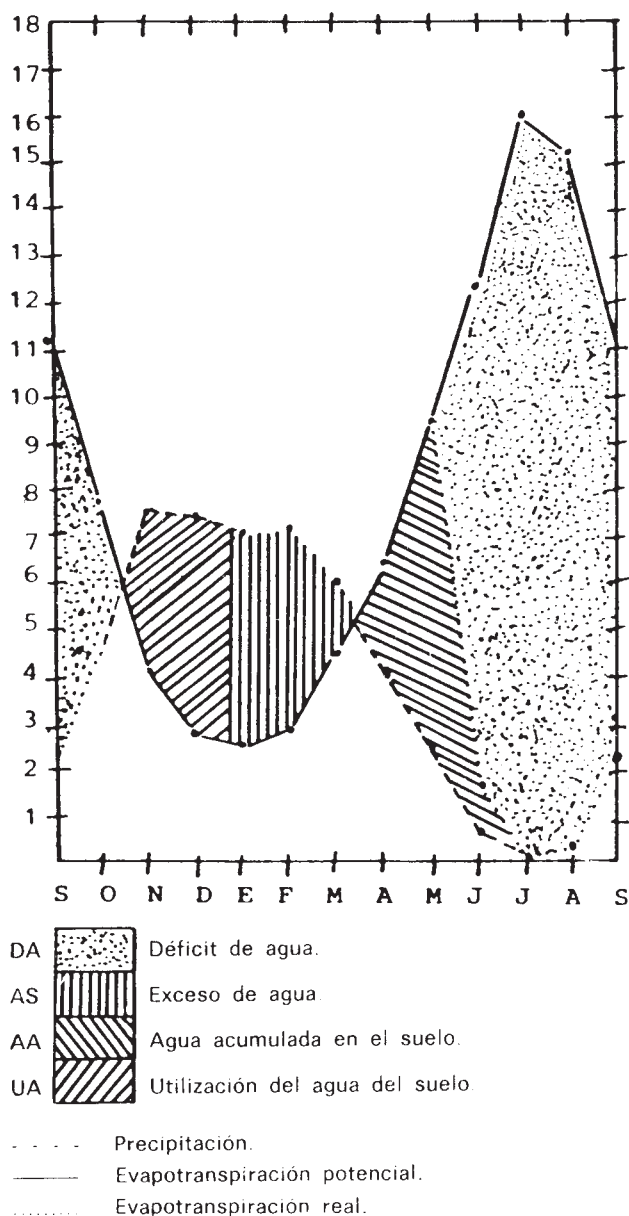
2.5. OTROS RASGOS DEL CLIMA

2.5.1. Radiación

Es el proceso de transmisión de energía por medio de ondas electromagnéticas y el modo por el cual llega la energía solar a la tierra. Su intensidad depende de la latitud, altitud, nubosidad y pendiente.

Su importancia para los estudios del medio físico no es directa; los valores de la radiación se

FIGURA IV.18.—DIAGRAMA DE BALANCE HIDRICO
(CEREZUELA, 1977)



CENTRO METEOROLOGICO DE LA COSTA SUR
Sección hidrológica

FICHA HIDRICA

Provincia: Málaga.

Estación: Observatorio «Málaga Instituto». N.º 171.

Latitud: 36° 43' 30" Longitud: 00° 44' 00" W. Altitud: 33 m.

N.º de años de registro }
Temperaturas 30
Lluvias 30

	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Año
Temperatura media °C	23,6	20,1	15,9	13,3	12,5	13,2	15,0	16,7	19,5	22,8	25,4	25,9	18,7
Precipitación media (cm)	2,4	4,5	7,5	7,4	7,0	7,1	6,0	4,1	2,6	0,7	0,1	0,3	49,7
Evapotranspiración (cm)	11,1	7,8	4,1	2,9	2,6	2,9	4,4	6,3	9,4	12,3	16,0	15,2	95,0
Variación de la reserva (cm)	0	0	3,4	4,5	2,1	0	0	-2,2	-6,8	-1,0	0	0	—
Reserva	0	0	3,4	7,9	10,0	10,0	10,0	7,8	1,0	0	0	0	—
Evapotranspiración real (cm)	2,4	4,5	4,1	2,9	2,6	2,9	4,4	6,3	9,4	1,7	0,1	0,3	41,6
Déficit de agua (cm)	8,7	3,3	0	0	0	0	0	0	0	10,6	15,9	14,9	53,4
Exceso de agua (cm)	0	0	0	0	2,3	4,2	1,6	0	0	0	0	0	8,1
Desagüe (cm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8,1

Es un cuadro en el que se exponen los cálculos a realizar de cada estación, para determinar la cantidad de agua necesaria para que el suelo se halle saturado de agua, considerando como valor medio de la capacidad de campo para los distintos suelos la cifra de 10 cm de agua. Toda agua que exceda de esta cifra percola o se escurre a razón de un 50 por 100 mensual aproximadamente.

Para exponer la marcha de confección de una ficha hídrica tomaremos una de las realizadas en este trabajo, por ejemplo, la de Málaga «Instituto». En la primera fila y a partir del mes de septiembre (principio del año agrícola) se anotan las temperaturas medias mensuales y anual del período de estudio. En la segunda fila, las precipitaciones (en cm de altura), y en la tercera fila, la evapotranspiración potencial (en cm), calculadas por el método anterior. Se supone que el suelo después de la época estival queda seco, por lo cual no habrá reserva de agua. En el mes de septiembre, como se puede observar, la precipitación es inferior a la evapotranspiración potencial, por lo que, en realidad, sólo se podrá evapotranspirar aquella cantidad de agua que haya caído, es decir, la evapotranspiración real será 2,4 cm en este caso y faltará una cantidad igual a $E_p - p = 8,7$ cm y, por consiguiente, no habrá exceso de agua. En el mes de octubre ocurrirá igual y la evapotranspiración real será de 4,5 cm y faltará una cantidad igual a $E_p - p = 8,7$ cm; así, pues, ni falta ni sobra agua, ya que todavía la reserva no ha excedido al valor de la capacidad de campo. En diciembre la marcha es idéntica y la reserva va aumentando. En enero esta reserva se ve superada en 10 cm y el exceso, 2,3 cm, irá percolando, será agua que no retiene el suelo y, por tanto, no es aprovechable por las plantas; es agua superflua. Así continúa todo el período invernal, hasta marzo inclusive, con los suelos repletos de agua, pero en abril, $p < E_p$, sin embargo, existe agua en reserva en el suelo y, por tanto, la E_r seguirá siendo igual a E_p , la reserva habrá disminuido en $p - E_p$ y lo que quedará será $(10 + p - E_p)$; lo mismo sucede en mayo, pero en junio el valor $p - E_p$ ya es superior en valor absoluto al que había en reserva; la variación que puede experimentar la reserva es igual al valor de la reserva que quedó en el mes anterior y la E_r será igual a la suma de la precipitación y la variación de la reserva; por tanto, hay un déficit de agua de 10,6 cm, lo mismo sucede en los meses de julio y agosto.

En Málaga «Instituto» precipitan anualmente, por término medio, 49,6 cm de agua y su evapotranspiración anual es de 95,0 cm, lo que demuestra que hay insuficiencia de agua, produciéndose un déficit anual de agua de 53,4 cm, repartidos en los meses de julio, agosto, septiembre y octubre. (Para más información, ver Capítulo VII, Apartado 2.3.2.)

utilizan para calcular los de otros rasgos climáticos: temperatura, evapotranspiración, etcétera, y entra así, indirectamente, a tomar parte en las clasificaciones climáticas.

2.5.1.1. Medida de la radiación

Dado que el número de estaciones que disponen de instrumentos de medida de la radiación que llega a nivel del suelo es muy reducido, no queda más remedio que calcular ésta a partir de ecuaciones como la que se presenta a continuación (BLACK, 1954), recogida por CHANG, 1968, que permite predecir medias mensuales de radiación solar.

$$Q_s = I_o / 0,803 - 0,340 C - 0,458 C^2$$

donde

Q_s = Radiación media diaria para el mes (cal/cm² día).

I_o = Radiación solar por día recibida en una superficie horizontal en el límite superior de la atmósfera (ver Cuadro IV.10).

C = Nubosidad media mensual expresada como fracción decimal.

Otro método de obtener Q_s es por medio de la expresión:

$$Q_s = I_o \left(a + b \frac{n}{N} \right)$$

siendo:

a, b = Constantes empíricas (Ver Cuadro IV.11).

n = Número mensual de horas de sol observadas.

N = Duración máxima de horas de sol que se obtienen de tablas meteorológicas estándar (Ver Cuadro IV.12).

CUADRO IV.11.—CONSTANTES

Localidad	Constantes		Autor
	a	b	
Virginia	0,22	0,54	Kimball, 1914
Camberra	0,25	0,54	Prescott, 1940
Inglaterra (S. E.) ...	0,18	0,55	Penman, 1948
Estaciones varias ...	0,20	0,48	Penman, 1954
Estaciones varias ...	0,18	0,62	Turc, 1961

CUADRO IV.10.—VALORES MENSUALES DE I_o EN cal/cm²/día² (LATITUD NORTE)
(TURC, 1961)

Latitud Norte	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Enero	858	759	642	508	364	222	87,5
Febrero	888	821	732	624	495	360	215
Marzo	890	873	834	764	673	560	432
Abril	862	894	902	880	833	764	676
Mayo	816	885	930	950	944	920	880
Junio	790	873	934	972	985	983	970
Julio	804	879	930	955	958	938	908
Agosto	833	880	902	891	858	800	728
Septiembre	875	872	843	788	710	607	487
Octubre	880	830	755	658	536	404	262
Noviembre	860	767	656	528	390	246	111
Diciembre	842	735	610	469	323	180	55,5

CUADRO IV.12.—MAXIMA INSOLACION MENSUAL POSIBLE (horas)
(DUNNE y LEOPOLD, 1978)

Latitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Octubre	Nov.	Dic.
50° N	265	280	366	415	480	490	495	450	380	330	274	252
40° N	303	300	370	400	445	450	455	425	375	345	300	290
30° N	324	314	370	388	425	420	430	410	370	353	320	316
20° N	341	324	370	378	407	400	410	400	366	360	335	338
10° N	360	327	370	370	390	380	390	385	366	366	352	356
0	375	340	375	363	375	363	375	375	363	375	363	375
10° S	388	350	378	355	363	346	360	364	360	380	378	396
20° S	410	360	378	350	346	328	340	344	360	388	393	414
30° S	430	370	380	342	330	306	328	345	360	404	410	435
40° S	466	380	385	334	310	280	302	330	360	415	432	463
50° S	490	403	387	320	276	242	266	315	356	427	465	508

2.5.1.2. Medida de la radiación solar en superficies inclinadas

Estos datos son de gran interés en Topoclimatología y Microclimatología. Se puede calcular la intensidad de radiación sobre cualquier superficie que forme un ángulo de incidencia γ , con los rayos solares, mediante la ecuación siguiente:

$$I = I_m \cdot \text{sen } \gamma$$

En este caso, I_m viene referida al plano horizontal. En el Cuadro IV.13 están indicados algunos valores mensuales totales de radiación solar directa en kcal/cm² con cielo despejado, para diferentes pendientes y orientaciones, siendo $\rho = 50^\circ$ (latitud) (SEAMANN, 1979).

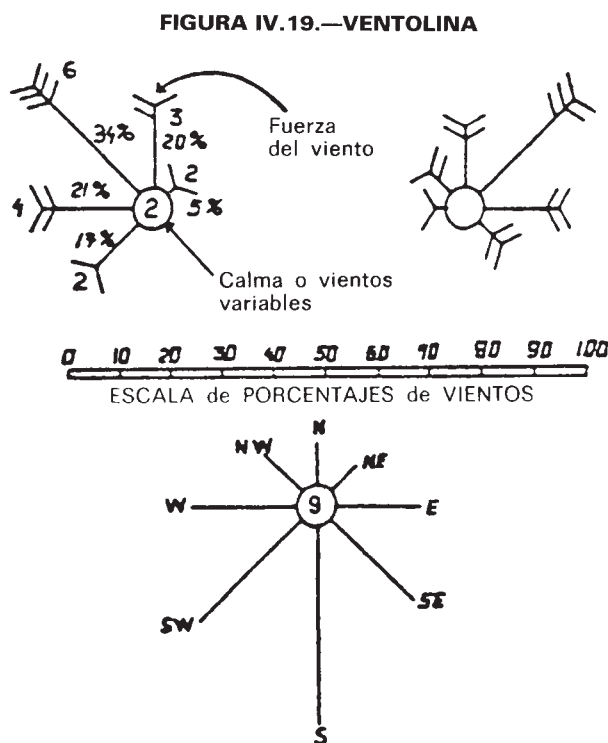
2.5.2. Visibilidad

El dato que se registra en los laboratorios es la «distancia de visibilidad horizontal» y se la-

CUADRO IV.13.—VALORES MENSUALES TOTALES DE RADIACION SOLAR

Mes	Pendiente	N	$\frac{NE}{NO}$	$\frac{E}{O}$	$\frac{SE}{SO}$	S	Diferencia entre ladera Norte y Sur
Diciembre	0° = llano	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	0,0
	10° = pendiente	0,7	1,2	2,0	3,0	3,5	2,8
	20°	0,0	0,6	2,0	4,0	5,0	5,0
	30°	—	0,1	2,0	4,8	6,0	6,0
	90° = acantilado	—	—	1,4	5,7	8,3	8,3
Marzo	0° = llano	8,8	8,8	8,8	8,8	8,8	0,0
	10° = pendiente	7,1	7,9	9,2	10,6	11,2	4,1
	20°	4,9	5,6	8,9	11,8	12,8	7,9
	30°	2,1	4,6	8,7	12,6	14,1	12,0
	90° = acantilado	—	1,2	5,6	8,8	12,2	12,2
Junio	0° = llano	18,6	18,6	18,6	18,6	18,6	0,0
	10° = pendiente	17,8	18,1	18,7	19,4	19,5	1,7
	20°	16,5	17,0	18,4	19,7	19,6	3,1
	30°	14,2	15,0	17,5	18,8	18,8	4,6
	90° = acantilado	2,0	5,4	8,8	8,0	7,0	5,0
Septiembre	0° = llano	10,8	10,8	10,8	10,8	10,8	0,0
	10° = pendiente	9,2	9,6	11,0	12,1	12,9	3,7
	20°	6,5	8,0	10,9	12,2	14,4	7,9
	30°	3,9	6,3	10,6	13,8	15,4	11,5
	90° = acantilado	—	1,8	6,3	9,9	11,2	11,2

ma así a la distancia a partir de la cual deja de ser visible un disco negro (de tamaño suficiente para que la perspectiva geométrica no intervenga). En general, se considera que la visibilidad en una dirección determinada es la distancia mayor a la cual el ojo humano sigue percibiendo con claridad objetos comunes como casas, árboles, etc.



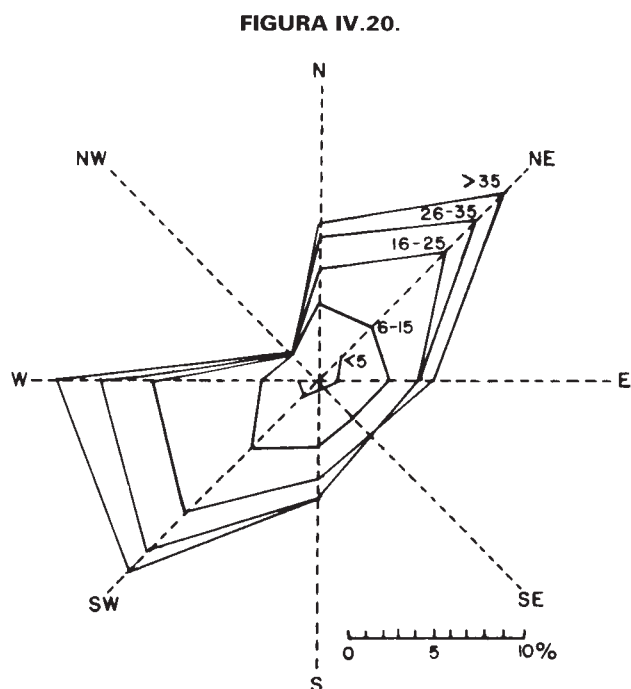
Para la medida de la visibilidad existen aparatos adecuados, fundamentalmente en los aeropuertos. En la mayoría de los observatorios, la medida se realiza por estimación del observador.

Las medidas suelen agruparse en forma de frecuencias medias mensuales.

La importancia de esta cualidad climática es grande para la localización de algunas actividades: aeropuertos, autopistas, vigilancia de incendios.

2.5.3. Insolación

Se entiende por insolación el número de horas de sol. Su importancia es clara para ciertos tipos de actividades: construcción, turismo, etcétera, y para el crecimiento de las plantas.



Rosa de frecuencias parciales por direcciones, según la intensidad del viento, en el aeropuerto de Madrid/Barajas, correspondiente al mes de abril (período 1945-62). Las frecuencias (en %) están representadas por los segmentos de radio limitados entre dos polígonos consecutivos, de modo que los segmentos determinados por el polígono exterior, a contar desde el centro, representan frecuencias totales por direcciones (JANSA, 1969).

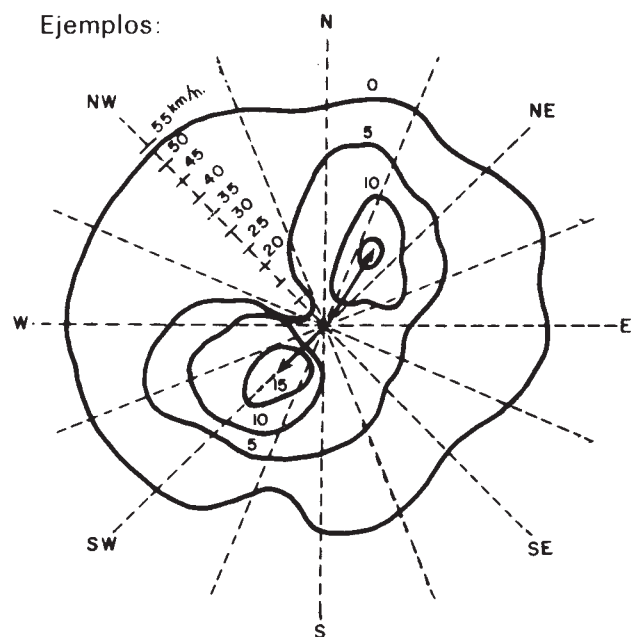
Se puede expresar en términos absolutos —número de horas de sol— y agruparse después en Cuadros de medidas mensuales y anuales, o en términos relativos como porcentaje de la duración teórica del día.

2.5.4. Viento

El viento se define como «aire en movimiento horizontal», prescindiendo de la posible componente vertical. Los efectos del viento pueden ser beneficiosos: dispersión de contaminantes, polinización de determinadas especies vegetales, producción de energía, etc., pero también perjudiciales: daños mecánicos en la vegetación (cultivos y repoblaciones), desecación, transporte de parásitos y virus, etc.

El conocimiento de las variaciones que experimenta el viento tanto en velocidad como en dirección, es importante en los estudios del medio físico a cierta escala, ya que gran número de actividades están condicionadas por él: urbanización, cultivos, plantaciones forestales, etc. En concreto conviene conocer:

FIGURA IV.21.



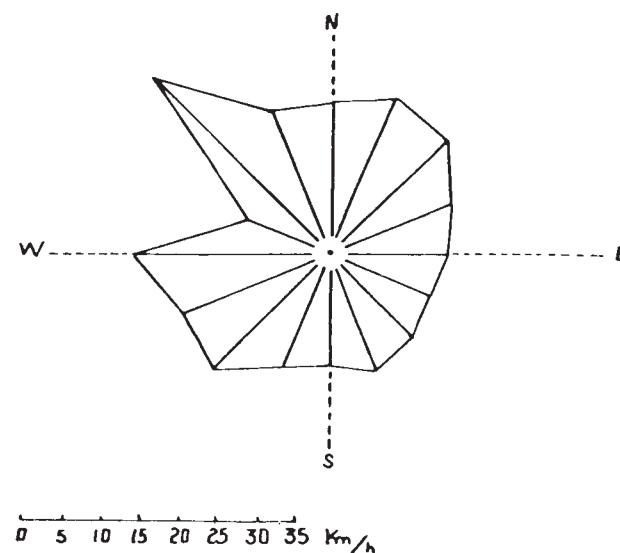
Viento dominante en el aeropuerto de Madrid/Barajas a las 13 horas, en el mes de abril.

- El viento dominante.
- Las frecuencias de las direcciones.
- Las frecuencias de las velocidades.

Estos datos suelen representarse de forma muy expresiva mediante distintas «rosas de los vientos», como puede apreciarse en las Figuras siguientes (JANSA, 1969). En ellas, las observaciones se reducen a ocho direcciones, indicadas por las líneas que parten radialmente del punto central de observación (donde se indica el porcentaje de calmas). El porcentaje de tiempo total durante el cual el viento sopla de estas direcciones, se indica por la longitud de los respectivos segmentos.

También se puede dibujar un polígono octogonal alrededor del punto de observación para indicar las frecuencias con que ha soplado el viento en cada dirección en un determinado período de tiempo; estas pueden ser frecuencias mensuales o anuales (Figura IV.20).

También se indica en este tipo de representación gráfica la distribución de las velocidades o intensidades del viento en cada dirección siendo esta distribución muy importante, ya que los efectos del viento, tanto beneficiosos como perjudiciales, están en función de la fuerza o velocidad de aire (Figura IV.21).



2.6. ESTIMACION DE VALORES AUSENTES EN LAS SERIES CLIMATICAS

Este es un problema que se puede presentar con frecuencia. Puede tomar formas diversas, según como se distribuyan los períodos de observación comunes y si se dispone de dos o más series en correlación. La explicación del método para completar series, aparece en SNEYERS (1975); los dos casos más usuales son:

a) Se dispone de dos series de observaciones «S» y «T», siendo la serie «S» a largo plazo y la serie «T» a corto y reciente plazo. Los parámetros de la serie «T» se estiman utilizando la correlación con la serie «S» y los valores que faltan de «T» se calculan en función de los valores de S.

b) Se dispone de tres series de observaciones S, T, V, siendo S a largo plazo, y las series T y V a corto plazo las dos, la primera antigua y la segunda reciente. Los parámetros de las series T y V se estiman utilizando la correlación con la serie S, y los valores que faltan de V se calculan en función de los valores de T.

También se puede aplicar el método de las diferencias, que es muy simple, siempre y cuando las correlaciones sean elevadas o la varianza de las desviaciones sea débil.

2.7. CARTOGRAFIA CLIMATICA

Los datos climáticos obtenidos de forma puntual en observatorios meteorológicos, en muchas ocasiones han de extenderse a zonas distintas donde se realizaron las medidas, y presentarse su variación en mapas.

Para extender los valores puntuales, se pueden establecer correlaciones con valores o características que aparezcan en la base cartográfica, como la altitud o el tipo de exposición. Este método se puede combinar con el valor de la distancia de los puntos del mapa a los de los observatorios climatológicos.

En el punto 2.3.2.2., se explicó para el caso de la precipitación, la asignación de puntos del terreno a la estación más cercana en línea recta sobre el plano (Polígonos de Thiessen). Este método presenta un buen ajuste en zonas sin gradientes altitudinales pero en terrenos montañosos puede provocar grandes distorsiones de la realidad.

Atendiendo a este razonamiento CASTILLO, SOLANA et al. (1985) proponen un método de sectorización basado en el estudio de los gradientes altitudinales y una ponderación del residuo de la estimación realizada, aplicado a la Comunidad de Madrid.

El punto de partida es la obtención para cada estación elegida de los valores medios mensuales termométricos y pluviométricos, para la serie temporal elegida en el estudio.

Estos valores se someten a un tratamiento de regresión individualizada para cada mes, con el fin de obtener una correlación en función de la altitud. Dicha ecuación de ajuste tiene una expresión parabólica.

Obtenidas estas expresiones de pronóstico en cada mes, se calcula para cada punto del territorio cuáles son las tres estaciones meteorológicas más próximas a él. (Se podría calcular para cualquier número de estaciones.)

De estas tres estaciones se obtiene el residuo del dato a estimar, calculado como el valor registrado en la estación menos el valor esperado en dicha estación, hallado mediante las curvas de regresión.

$$\text{Residuo Precipitación} = \text{Precipitación} - (A + Bh^2)_{\text{Observatorio}}$$

$$\text{Residuo Temperatura} = \text{Temperatura} - (A' + B'h^2)_{\text{Observatorio}}$$

Cada uno de los tres residuos, uno por estación, se pondera en función geométrica inversa de la distancia del punto al observatorio.

$$\text{Ponderación}_1 = 1/D_1$$

$$\text{Ponderación}_2 = 1/D_2$$

$$\text{Ponderación}_3 = 1/D_3$$

Seguidamente se normaliza la ponderación del residuo. El valor del parámetro en un punto del territorio queda expresado como:

$$P = A + Bh^2 + \frac{\sum_{i=1}^3 R_i \cdot 1/D_i}{1/D_1 + 1/D_2 + 1/D_3}$$

$$T = A' + B'h^2 + \frac{\sum_{i=1}^3 R_i \cdot 1/D_i}{1/D_1 + 1/D_2 + 1/D_3}$$

Siendo:

A : Constante de correlación parabólica.

B : Factor de correlación parabólica.

R_i : Residuo de la estación i .

D_i : Distancia del punto a la estación i

h : Altitud en metros del punto.

Mediante este procedimiento se asigna a cada uno de los puntos del territorio discretizado, (en el caso estudiado por los citados autores, son 8069 puntos correspondientes a las cuadrículas U.T.M. que cubren el territorio de Madrid), un valor de precipitación y temperatura media mensual.

En la segunda fase del proceso de zonificación seguida, se calcula para cada punto un factor climático cuyas seis componentes son las variables climatológicas más significativas obtenidas en el análisis estadístico previo:

Precipitación anual (PA).

Precipitación eficaz (P-ETP).

Factor del mes húmedo (FH).

Factor del mes seco (FS).

Porcentaje de precipitación estival (FPV).

Porcentaje de precipitación otoñal (FPO).

Utilizando la distancia euclídea definida como:

$$D(W_i, W_j) = \sqrt{\sum_{h=1}^6 (X_{ih} - X_{jh})^2}$$

siendo:

X_{ih} = valor en el punto i de la variable h .

X_{jh} = valor en la estación j de la variable h .

W_i = el vector climático del punto considerado;
 $i = 1-8069$.

W_j = el vector climático de la estación « j »; $j = 1-25$.

asignamos a cada punto la estación climática más próxima.

Finalmente se agrupan las estaciones según los grupos definidos.

3. INDICES Y CLASIFICACIONES CLIMATICAS

La clasificación del clima tiene como fin establecer tipos climáticos (conjuntos homogéneos de condiciones climáticas), con los cuales definir regiones climáticas. Se realiza con distintos niveles y rangos, desde muy generales a específicos, y desde un nivel macroclimático a uno microclimático.

La clasificación del clima puede realizarse en función de sus caracteres básicos: temperatura, viento, humedad, precipitación, etc., considerados aisladamente o combinados. Estas combinaciones conducen a parámetros tan importantes como la evapotranspiración y a índices climáticos más o menos complejos, cuyos valores son utilizados como base para establecer tipos climáticos.

Es, fundamentalmente, el propósito que se persigue con la clasificación y definición de los tipos climáticos el que dicta qué caracteres y qué índices se van a utilizar.

A continuación se presenta una serie de índices, diagramas y clasificaciones.

3.1. INDICES FITOCLIMATICOS

Son relaciones numéricas entre los distintos elementos del clima, que pretenden cuantificar la influencia de éste sobre las comunidades vegetales (GANDULLO).

La aridez del clima es el aspecto que se encuentra más frecuentemente cuantificado en forma de índice por distintos autores, ya que es un factor limitante para la vida de las comunidades vegetales; también se utiliza frecuentemente la productividad.

3.1.1. Factor pluviométrico de LANG (1915)

$$f \cdot P = \frac{P}{t}$$

P = Precipitación media mensual expresada en mm.

t = Temperatura media anual en °C.

Este índice ha sido muy utilizado, pero hoy en día ha caído en desuso.

3.1.2. Índice de aridez de MARTONNE

$$I = \frac{P}{t + 10}$$

P = Precipitación media anual en mm.

t = Temperatura media anual en °C.

Cuando se calcula el índice de aridez para un mes en particular se utiliza la expresión:

$$i = \frac{12 p}{t + 10}$$

donde p y t son la precipitación y la temperatura medias del mes considerado.

En 1942, MARTONNE y COTTMANN intentaron dar una expresión numérica anual con objeto de evitar que el índice sea casi el mismo en dos lugares, uno de los cuales tiene estación seca y otro no. Este nuevo valor es la media aritmética entre el índice anual, según la fórmula anterior, y el índice mensual más bajo.

3.1.3. Índice de EMBERGER (1932)

Este índice fue ideado para caracterizar las comarcas mediterráneas. Su expresión es:

$$Q = \frac{100 P}{M^2 - m^2}$$

donde:

P = Precipitación anual en mm.

M = Temperatura media de las máximas del mes más cálido.

m = Temperatura media de las mínimas del mes más frío.

3.1.4. Índice de ANGSTROM (1936)

$$I = \frac{P}{1,07^t}$$

Los parámetros que intervienen son los mismos que intervienen en los índices de LANG y MARTONNE.

3.1.5. Índice de BIROT

$$i = \frac{n \cdot p}{t}$$

n = Número medio de días de precipitación al mes.

p = Cuantía mensual de precipitaciones en milímetros.

t = Temperatura media del mes en °C.

La existencia de un valor $i < 10$ señala, para el autor, la presencia de un clima mediterráneo; la importancia de la sequía se mide por medio del índice de aridez estival.

$$\sum (10 - i)$$

Este índice ha servido al portugués ALVES FERREIRA para publicar, en el año 1953, un interesante mapa climático de la península ibérica.

3.1.6. Índice termopluiométrico de DANTIN-REVENGA (1940)

$$I = \frac{100 t}{P}$$

t = Temperatura media anual en °C.

P = Precipitación media anual en mm.

Este índice fue utilizado por REVENGA, 1941, para elaborar un mapa de isóxeras (isolíneas que unen puntos de igual valor del índice termopluiométrico), que pone de manifiesto la aridez del medio en gran parte de la Península.

Una vez calculado el índice, la aridez se expresa de acuerdo con el Cuadro siguiente:

Índice termopluiométrico	Designación
0 - 2	Zona húmeda
2 - 3	Zona semiarida
3 - 6	Zona árida
> 6	Zona subdesértica

3.1.7. Índice de MEYER (1926)

$$I = \frac{P}{D}$$

D = Déficit medio de saturación expresado en mm. Hg.

P = Precipitación media anual en mm.

Este índice ha sido bastante utilizado, ya que con el déficit de saturación se evalúa mejor la evaporación y transpiración que con la temperatura.

3.1.8. Índices de productividad agraria

3.1.8.1. Índice agroclimático de HAUDE y MOSSE (1937)

Estos autores propusieron un índice denominado «Klimafactor».

$$K = \frac{A (B + C)}{1.000}$$

A = Número de días con temperaturas $> 5^\circ\text{C}$ - 160.

$$B = \sum 500 + 2n - N_{1,2,3,4,5} - R - 100 (E - e) \frac{R_w}{R_s}$$

$$C = 10 \frac{R}{V}$$

n = Número de días de lluvia.

N = Factor de calidad del suelo, entre 400 y 600.

R = Precipitación anual en mm.

$(E - e)$ = Déficit de saturación en mm. Hg.

Σ = Coeficiente pluviométrico entre la precipitación del semestre más frío (R_w) y la del semestre más cálido (R_s).

V = Desviación típica de la precipitación anual.

3.1.8.2. Índice de PATTERSON (1956)

El índice propuesto (C. V. P. = Clima-Vegetación-Producción) se obtiene mediante la fórmula:

$$I_{c v p} = \frac{G \cdot T_v \cdot P \cdot E}{12 T_a 100}$$

donde:

G = Número de meses con temperaturas medias $> 3^\circ\text{C}$.

T_v = Temperatura media del mes más cálido.

T_a = Variación anual de temperatura.

P = Precipitación anual en mm.

E = Coeficiente de reducción de la evapotranspiración: relación porcentual de la radiación extraterrestre en el polo y de la latitud considerada.

3.1.8.3. Índice de productividad forestal potencial de GANDULLO y SERRADA (1977)

La productividad potencial forestal es la máxima producción que se puede llegar a obtener en un monte que cumple los siguientes requisitos:

- Suelo maduro, en equilibrio con el clima evolucionado con arreglo al condicionamiento fijado por su roca madre.
- Gestión técnica adecuada.
- Buen estado fitosanitario.
- Especie de mayor crecimiento y compatible con la estabilidad del medio.

Los factores que influyen en la productividad forestal son de dos tipos: ecológicos y humanos.

Los ecológicos son siempre muy importantes para definir la productividad vegetal. Existe,

pues, una relación entre el clima (como factor ecológico) y la productividad potencial.

Los autores utilizan el índice de PATTERSON, 1956, modificado para su aplicación a un área con clima predominantemente mediterráneo:

$$I = \frac{V \cdot f \cdot P \cdot G}{A \cdot 12}$$

I = Valor del índice.

V = Temperatura media del mes más cálido en $^\circ\text{C}$.

A = Rango anual de temperaturas, estimado por la diferencia entre la media de las máximas del mes más cálido y la media de las mínimas del mes más frío, expresada en $^\circ\text{C}$.

P = Precipitación media anual en mm.

f = Factor de insolación, estimado mediante el cociente

$$\frac{2.500}{n + 1.000}$$

en el que n es la insolación media anual expresada en horas.

G = Duración del período vegetativo considerando como mes activo para la vegetación forestal, de acuerdo con GAUSSEN, aquel en que la precipitación media mensual, expresada en mm., iguala o supera al doble de la temperatura media mensual en $^\circ\text{C}$, siempre que ésta sea igual o superior a 6°C .

PATTERSON establece la siguiente, relación:

$$Y = 5,3 \log x - 7,4$$

x = Índice de PATTERSON.

Y = Productividad potencial en m^3 de madera por ha y año de la especie de mayor rendimiento económico en un bosque que cumple las condiciones antes señaladas.

La elaboración de estos índices permite cartografiar zonas isoproductivas, desde el punto de vista climático, estableciendo previamente clases.

3.1.8.4. Índice climático de productividad agrícola de TURC (1968)

Este índice permite establecer y comparar el

potencial productivo de distintas zonas y también establecer el potencial en regadío (de LEON LLAMAZARES, 1979).

LE TURC demuestra que existe una correlación entre los valores de determinadas variables climáticas, a lo largo del período dado (un mes, una estación, un año), y la producción de una planta adaptada y cultivada en condiciones técnicas actuales normales, es decir, sobre suelo bien labrado y fertilizado.

Los valores de las variables climáticas elegidos se integran en la fórmula factorial que puede calcularse mes a mes, año a año, etc., y que da el índice de potencialidad de un lugar para los períodos considerados.

Disponiendo de los valores que alcanza la producción de las distintas plantas en esos mismos períodos de tiempo, puede establecerse la relación producción-índice, que permitirá predecir, posteriormente, la producción esperable de ese cultivo en cualquier otro período, siempre que se disponga del valor que toma el índice en el mismo.

La relación factorial básica que sustenta todo el cálculo es la siguiente:

$$\text{Índice climático} = I \text{ heliotérmico} \times \text{factor de sequía}$$

$$\text{Índice heliotérmico} = \text{factor térmico} \times \text{factor solar}$$

El valor del índice heliotérmico es el mismo que toma el índice climático cuando las condiciones de abastecimiento de agua son óptimas (sea de forma natural o por riego), y en este caso el factor de sequía es igual a 1.

El factor térmico es:

$$\frac{t(60 - t)}{1.000} \cdot \frac{m - 1}{4}$$

t = Temperatura media en °C.

m = Media de las temperaturas mínimas cuando su valor está entre 1 y 5; si no es así, m se considera como 5 (entonces el valor térmico vale

$$\frac{t(60 - t)}{1.000}$$

o como 1 (el factor térmico es nulo y el índice también).

La expresión $\frac{m - 1}{4}$ se encuentra en correlación estrecha con la frecuencia de heladas.

«El factor solar» es igual a la más pequeña de las dos funciones siguientes:

$$f_1 \equiv H - 5 - \left(\frac{\lambda}{40}\right)^2 \quad f_2 \equiv 3x \frac{I_g - 100}{100}$$

H = Duración astronómica del día en horas.

λ = Latitud en grados.

I_g = Radiación global en cal/m² y día.

El factor de sequía se calcula por medio de una fórmula simple, en función de la ETP y de las necesidades hídricas (o de riego); estas necesidades se evalúan confrontando, mes por mes, la evapotranspiración potencial y precipitación.

Para cada mes este factor tiene un valor al mínimo de 0, y uno al máximo de 1; en el caso de una sequedad extrema, el cálculo efectuado para obtener el «factor de sequedad» conduce a valores negativos que se pueden trasladar a los meses siguientes con ciertas limitaciones.

Este índice se utiliza para elaborar mapas de potencialidad climática, como los que se presentan en el Atlas agroclimático de España, 1979.

3.1.9. Índice bioclimático de VERNET (1966)

Mediante el índice (VERNET *in* GANDULLO) se pretende llegar a la clasificación siguiente propuesta para Europa central y meridional.

- Clima Mediterráneo, caracterizado por un mínimo pluviométrico y una sequía estival.
- Clima Oceánico, con pluviosidad más o menos uniforme durante todo el año.
- Clima Continental, con máximo estival de precipitaciones.

La expresión del índice es la siguiente:

$$I = 100 \cdot \frac{H - h}{P} \cdot \frac{M_v}{P_v}$$

H = Precipitación de la estación más lluviosa en mm.

h = Precipitación de la estación más seca en mm.

P = Precipitación anual en mm.

P_v = Precipitación estival en mm.

M_v = Media de las temperaturas máximas estivales expresada en °C.

El valor del índice se afecta del signo (–) cuando el verano es el primero o segundo de los mínimos pluviométricos. y con signo (+) en el caso contrario.

Valores de I	Tipo de clima
+ 2	Continental
0 a + 2	Océánico - Continental
– 1 a 0	Océánico
– 2 a – 1	Pseudo-oceánico
– 3 a – 2	Océánico - Mediterráneo
– 4 a – 3	Submediterráneo
– 4	Mediterráneo

3.1.10. Índice de humedad

El índice de humedad I_h , se define como el cociente entre la Precipitación media anual P y la Evapotranspiración potencial anual E ; $I_h = P/E$.

Con este índice la UNESCO publicó en 1977 su mapa mundial de zonas áridas.

Si la Evapotranspiración es alta y la precipitación es baja, la aridez será también alta.

La UNESCO calculó E según el método de PENNMAN.

3.2. INDICES CLIMATICOS NO FITOCLIMATICOS

3.2.1. Índice de FOURNIER (1960), o índice de la capacidad erosiva de un clima

$$K = \frac{P^2}{P}$$

P^2 = Precipitación media anual más elevada.

P = Media anual de las precipitaciones.

El índice debe ser calculado año por año en los climas esteparios, y se dará como resultado final la media de los valores obtenidos.

El cálculo de este índice y la clasificación territorial en función de sus valores tiene gran interés, en particular dentro del campo de la hidrología superficial.

3.2.2. Índice climático turístico (CLAUSSE y GUEROULT, 1954)

Es un índice mensual «encaminado a orientar a los veraneantes durante sus vacaciones estivales». Los autores parten de supuestos psicológicos, como son:

- Las actividades de tipo turístico se ven perjudicadas por la duración de las lluvias y no por su intensidad.
- Las precipitaciones nocturnas, que no dejan demasiadas trazas a la mañana siguiente, no importan.
- Para el turista medio, una hora de lluvia se compensa psicológicamente con cinco horas de sol.

El índice se expresa de la siguiente forma:

$$I = \frac{S + T - 5 D}{5}$$

S = Media de las horas de sol en el mes considerado.

T = Temperatura media de dicho mes, expresada en décimas de grado.

D = Horas de lluvia, excluidas las precipitaciones nocturnas.

3.2.3. Índice del nivel de condensación ascendente de las nubes (NCA) (EAGLEMAN, 1976)

Mediante este índice se determina la altura a la cual se forman las nubes por condensación. Se calcula a partir de los valores de la temperatura superficial y la humedad, puesto que el aire insaturado se enfría a velocidad constante a medida que se eleva hasta que se produzca la saturación.

Este nivel se define en pies, mediante la ecuación siguiente:

$$NCA = 220 (T - \tau)$$

T = Temperatura en °F.

τ = Temperatura del punto de rocío que se puede medir directamente o calcularse a partir de la humedad específica.

Con los valores que toma el índice en distintas localidades se puede dibujar un mapa, estableciendo clases de distinto valor para las actividades turísticas de verano. Se estima que, si el índice toma valores negativos, el sitio es «no recomendable» para el disfrute de las vacaciones de verano. Si I toma valores superiores a 100, se trata de una comarca o localidad cuyo clima está «garantizado».

3.2.4. Índice de Continentalidad y Oceanidad

Los valores extremos de las temperaturas son menores en la proximidad del mar que en el interior del continente; por otra parte, el contraste térmico anual es mayor cuanto más alta sea la latitud, y por lo tanto, un mismo valor de diferencia térmica significará tanta mayor continentalidad cuanto menor sea la latitud.

JOHANSSON establece un índice K para cuantificar este fenómeno:

$$K = \frac{1,6 A}{\text{sen } L} - 14$$

A = Intervalo anual de temperatura en °C.

L = Latitud en grados.

Muy semejante es el de GOREZYNSKI:

$$K = \frac{1,7 A}{\text{sen } L} - 20,4$$

A escala planetaria k (GOREZYNSKI) varía entre valores inferiores a 0 en las estaciones de oceanidad extrema y 100 en las continentales más extremas.

FONT TULLOT (1983), ha cartografiado el índice para España, donde varía entre 0 en la costa occidental y 35 en la depresión del Ebro y zonas centrales de la meseta sur.

El mapa resalta los valores 10, 20, 30 del índice. Por debajo de 10, las condiciones climáticas son claramente oceánicas, por encima de 20 netamente oceánicas y superando el valor 30 continentales extremadas.

El mapa evidencia el hecho de la reducida extensión del clima oceánico y la mayoritaria extensión del clima continental.

El índice de oceanidad de KERNER emplea también la amplitud térmica anual, y además las temperaturas de primavera y otoño, pues en los climas marítimos los meses de primavera son más fríos que los correspondientes meses de otoño.

El índice de Oceanidad, M , viene definido por:

$$M = 100 \cdot (t_o - t_a) / A$$

donde A es la amplitud anual media, t_o la temperatura media del mes de octubre y t_a la de abril.

3.2.5. Índices de Bienestar

Los valores de estos índices son de utilidad en los estudios del medio físico para clasificar el territorio con arreglo a su habitabilidad.

3.2.5.1. Índice de humedad - temperatura (THOM, 1959)

Aunque el bienestar humano depende no sólo de la temperatura atmosférica, sino también de la humedad relativa, de la velocidad de pérdida de energía calorífica por radiación y de la velocidad del viento, THOM establece su índice, que en principio se denominó índice de incomodidad, basándose sólo en datos termométricos,

$$T_H = 0,4 (t_s + t_h) + 15$$

T_H = Índice de la humedad-temperatura.

t_s = Temperatura del aire.

t_h = Temperatura del termómetro húmedo correspondiente a t_s , ambas en °F. Para la escala de Celsius la expresión que resulta es:

$$T_H = 0,4 (t_s + t_h) + 4,8$$

La mayoría de la gente siente incomodidad cuando el índice supera los 70°F (38'8°C).

FIGURA IV.22.—MAPA DEL INDICE DE CONTINENTALIDAD DE GOREZYNSKI EN LA PENINSULA IBERICA
(FONT TULLOT, 1983)



3.2.5.2. Índice de «stress» (LEE y HENSCHEL, 1966)

Este índice trata de expresar y medir el *stress* provocado en el hombre por un determinado conjunto de condiciones atmosféricas. En él se incluyen:

- El metabolismo.
- La temperatura del aire, t_a (°C).
- La velocidad del viento.
- La resistencia del aire y la ropa al flujo del calor del exterior y al paso del vapor de agua.
- El volumen del aire espirado.

En la expresión siguiente se considera la velocidad metabólica de una persona andando a 3,2 km/hora, con un traje ligero (no excesivamente abrigado) y una brisa de 0,5 m/s.

$$I.S. = 10,7 + 0,74 (t_a - 35) (44 - p_a)^{-1}$$

En LANDSBERG, 1972, pueden encontrarse otros índices de bienestar.

3.2.5.3. Índice de enfriamiento por el viento

El efecto del viento en la pérdida de calor del cuerpo humano a bajas temperaturas es grande y se encuentra reflejado en el «índice de enfriamiento por el viento» o factor de enfriamiento (SIPLE, 1945). El enfriamiento se aprecia espe-

cialmente en cara y manos, y viene dado por la expresión (COURT, 1948):

$$K = (33 - t) (10 \sqrt{v} + 10,5 - v)$$

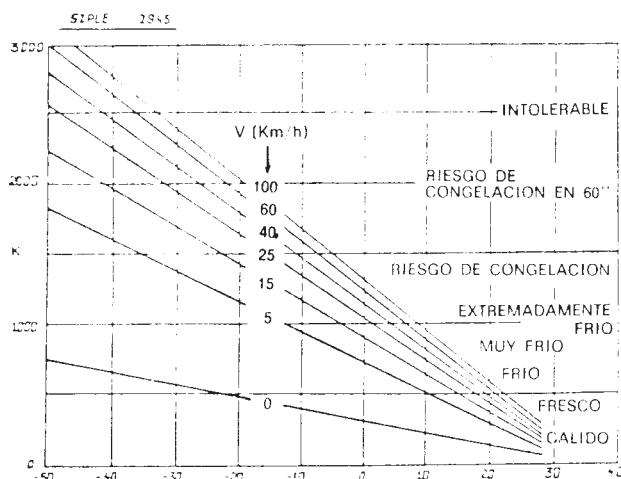
donde

t = Temperatura en °C.

v = Velocidad del viento en m/s.

La variación de K con la temperatura t y la velocidad del viento se presenta en el Cuadro IV.14.

FIGURA IV.23.—VALORES DEL INDICE DE ENFRIAMIENTO POR EL VIENTO
(SIPLE, 1945)



CUADRO IV.14.—ESCALA DE SENSIBILIDAD PARA K

Valores de K	Sensación
50	Tórrido
100	Caliente
200	Agradable
400	Fresco
600	Bastante fresco
800	Frío
1.000	Bastante frío
1.200	Mucho frío
1.400	Peligro de congelación
2.000	Congelación en 60 seg.
2.500	Intolerable

K alcanza el valor de 1.400 bajo las siguientes condiciones:

- 7° C y 70 km/hora
- 12° C y 30 km/hora
- 23° C y 11 km/hora

Este factor explica por qué un hombre puede encontrarse igual de incómodo en un clima marítimo con vientos fuertes que en uno continental en el cual existen, durante el invierno, condiciones de viento en calma.

3.3. CAPACIDAD DISPERSANTE DE LA ATMOSFERA (TOHARIA, 1977)

El análisis de esta capacidad se realiza principalmente para predecir la dispersión de contaminantes, de cara a la instalación de determinadas industrias o centros urbanos.

Los factores que influyen en la dispersión son de dos tipos: climáticos y topográficos. Los primeros condicionan el movimiento, en vertical y en horizontal, de las masas de aire. Los segundos importan sobre todo a nivel del microclima, donde pueden llegar a alterar el comportamiento de pequeñas zonas de la atmósfera.

El análisis de los factores climáticos y topográficos permite establecer zonas de mayor o menor capacidad dispersante. La escala empleada en el trazado de las zonas depende de la cantidad de datos climáticos detallados que se posean. Los más importantes son:

Vientos dominantes.—La intensidad está ligada a la eficacia de la dispersión, turbulencias por orografía accidentada, acumulación si se trata de una zona cerrada, etc. El porcentaje de los períodos de calma indicará la frecuencia de las épocas más desfavorables de cara a la emisión de contaminantes. La dirección del viento se verá modificada por la orientación del relieve.

Precipitaciones y humedad.—La precipitación puede ser un factor positivo, por el lavado de la atmósfera contaminada que supone la lluvia. Pero también puede ser negativo, ya que da lugar a un clima húmedo, con atmósfera próxima a la saturación a lo largo de todo el año y peligro de acidificación de anhídridos. El efecto negativo de la humedad se agudiza cuando se forman nieblas.

Gradiente vertical de temperatura.—La distribución o difusión de los contaminantes en la atmósfera es función del gradiente de temperatura que presenta la mezcla gaseosa contaminante y el aire que la rodea.

FIGURA IV.24.

En el caso de que no sea la columna de humo, sino una nube proveniente de una gran área industrial o urbana, las formas que adoptaría son similares a las indicadas en la figura (SEAMANN, 1979).

Los climodiagramas constituyen una forma clásica de representar el clima de una región, que facilita la comparación de localidades distintas, poniendo en evidencia rápidamente las diferencias y similitudes climáticas.

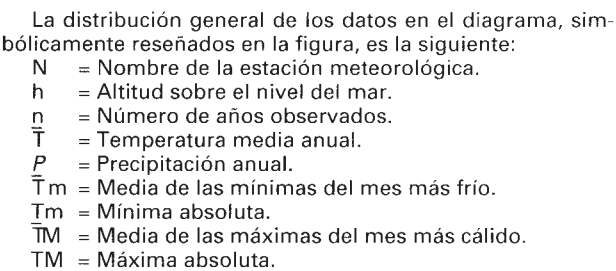
En él se reflejan los datos de temperatura y precipitación medios mensuales.

GAUSSEN toma como índice xerotérmico el número de días biológicamente secos.

Gráfico de temperatura e precipitação mensal para a Estação de Caramuru. O eixo vertical esquerdo mostra a temperatura em graus Celsius (10 a 30), e o eixo vertical direito mostra a precipitação em milímetros (10 a 100). O eixo horizontal mostra os meses de Janeiro a Dezembro. A curva de temperatura (C. Térmica) varia entre aproximadamente 5°C em Janeiro e 30°C em Novembro. A curva de precipitação (C. Ombrica) varia entre aproximadamente 10 mm em Janeiro e 50 mm em Novembro. A área entre as curvas é dividida em 'SECA' (precipitação < temperatura) e 'HUMEDA' (precipitação > temperatura). Os meses secos são Junho, Julho e Agosto; os meses húmidos são Maio, Junho, Julho, Agosto, Setembro e Outubro.

Partiendo de la misma hipótesis de GAUSSEN, WALTER y LIETH organizan un diagrama en el que cada tipo de dato ocupa siempre idéntico lugar y que puede, por lo tanto, ser reconocido por esto.

FIGURA IV.26.—CLIMODIAGRAMA DE WALTER-LIETH, 1960



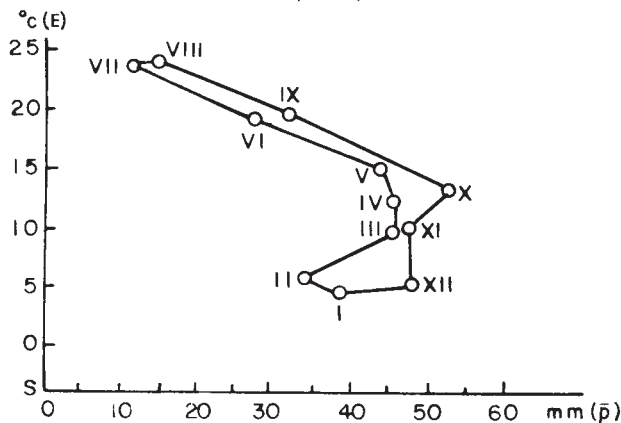
- Osc = Oscilación diaria media de la temperatura.
 t = Medias mensuales de temperatura.
 p = Precipitaciones mensuales.
 S = Areas secas (punteada).
 A = Areas húmedas (rayada).
 M = Parte del área húmeda en que las precipitaciones son superiores a los 100 milímetros (a partir de 100 mm, la escala de precipitaciones se reduce en la proporción 1/10 y el área húmeda que la sobrepasa se rellena de negro).
 Hs = Intervalo de helada segura (meses en que la media de las mínimas diarias es inferior a 0° C: Banda negra).
 Hp = Intervalo de helada probable (meses en que la media de las mínimas diarias es superior a 0° C, pero en las que, al mismo tiempo, la media de las mínimas absoluta es inferior a 0° C: Banda rayada).
 d = Cantidad de días sin helada.

año o, lo que es lo mismo, un año ideal calculado obteniendo las medias de todos los valores homólogos adquiridos por las mismas magnitudes durante n años de observación.

3.4.3. Climodiagrama de PAPADAKIS (1966)

Este diagrama opera con aspectos como la duración de la estación libre de heladas y la evapo-

FIGURA IV.27.—CLIMODIAGRAMA DE MADRID (RETIRO) (Las cifras romanas indican los meses)
(JANSA, 1969)



A simple vista se puede reconocer no sólo la marcha anual de estos dos elementos climatológicos fundamentales, sino también sus relaciones mutuas; por ejemplo, cuando la rama de verano va por la derecha de la rama de invierno, esto quiere decir que el lugar disfruta de lluvias de verano; en caso contrario, las lluvias dominantes son las de invierno; si las dos ramas se superponen, más o menos, es que el régimen pluviométrico es sensiblemente uniforme a lo largo del año; si la línea media, más o menos paralela al eje de temperatura (ordenada) está muy apartada del eje, la lluvia es abundante, y es escasa si se acerca al eje. Si el polígono está muy alargado en el sentido de las ordenadas, la oscilación termométrica es exagerada; si toda la curva está corrida hacia arriba indica un clima cálido, y si hacia abajo, frío, etc.

El climodiagrama se completa dibujando en cada vértice un pequeño círculo, con un sector sombreado que corresponde a la nubosidad media mensual y una flecha que representa el viento dominante.

transpiración potencial, en lugar de temperaturas y precipitaciones medias.

3.4.4. Diagrama de termohietas

Se utilizan para definir regímenes climáticos de distintas localidades y establecer comparaciones. Este diagrama está constituido por la precipitación y la temperatura media mensual, utilizando un sistema de coordenadas cartesianas rectangulares.

La combinación de los valores de precipitación media y temperatura media para cada mes da 12 puntos que se unen por líneas que indican el ciclo de medias mensuales de todo el año. Los datos empleados en el diagrama de termohietas son, en su mayor parte, la media de muchos meses de registro y proporcionan de este modo una expresión de lo que es el régimen característico anual o ciclo climático (Figura IV 27).

3.4.5. Diagramas bioclimáticos de MONTERO DE BURGOS y GONZALEZ REBOLLAR (1974)

Este modelo bioclimático parte de los diagramas ombrotérmicos de GAUSSEN, cuyas insuficiencias para definir claramente el período de sequía, intenta paliar. Para ello, hace intervenir la disponibilidad de agua y define la sequía por el momento de pérdida de turgencia celular, (disponibilidad de agua < evapotranspiración residual) y no por el período en que la relación precipitación-temperatura es menor que 2, permitiendo así cuantificar los períodos de actividad vegetativa.

Para definir y cuantificar el período vegetativo se parte del modelo de crecimiento de los vegetales en relación con la temperatura.

El modelo conduce al cálculo de varios índices, que puede realizarse de forma gráfica manual, o con programas de ordenador ya preparados. El Diagrama Bioclimático que se calcula para presentar de forma gráfica los resultados y realizar los cálculos, se basa en el diagrama de GAUSSEN completado con nuevos valores y recintos, a partir de las teorías e hipótesis en que fundamentan sus cálculos MONTERO DE BURGOS y GONZALEZ REBOLLAR (1974).

Los diagramas bioclimáticos tuvieron su origen en la necesidad de contar con un instrumento suficientemente sensible para acometer las repoblaciones forestales en áreas mediterráneas, de clima definido por la escasez y mala distribución de las precipitaciones. Esta técnica de análisis climático incorpora conceptos biológicos, y pone especial énfasis en el balance de agua, por medio de la consideración de la capacidad retentiva del suelo y la escorrentía.

Los diagramas bioclimáticos, además de manejar datos climáticos, se calculan en función de la capacidad del suelo para ceder agua (CR) y de la escorrentía (W).

El cálculo de los diagramas bioclimáticos, en la publicación de MONTERO DE BURGOS y GONZALEZ REBOLLAR, se efectúa para cada estación climatológica según cuatro hipótesis:

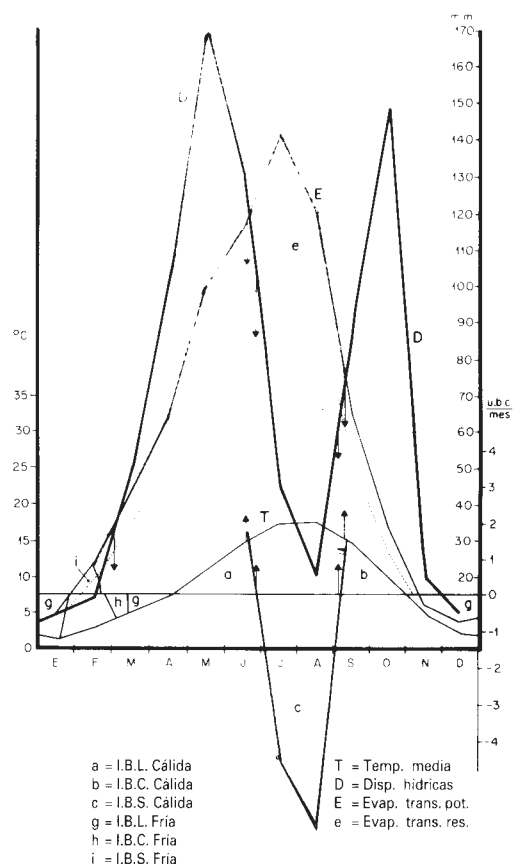
1. $CR = 0$ $W = 0$
2. $CR = 100\text{mm}$ $W = 0$
3. $CR = 0$ $W = 30\%$
4. $CR = 100\text{mm}$ $W = 30\%$

La elección de estos valores precisamente, se explica porque en general la escasa calidad de los suelos repoblados, no permite CR mayores de 100 mm. El valor del 30 % para la escorrentía se tomó como media de las condiciones más frecuentes de pendiente, régimen pluviométrico y cubierta vegetal. También estos valores se tomaron como cercanos a los efectos causados por el subsolado y aterrazamiento. Se supone que el efecto de la anchura de la plataforma de la terraza y la contrapendiente de ésta, supone hacer $W = 0$, así como el subsolado de la plataforma a una profundidad superior a 60 cm supone $CR = 100$ m.

La elaboración del diagrama bioclimático, con estas hipótesis, u otras que se pudieran establecer, también puede calcularse para distintas altitudes, cuando se conoce los gradientes altitudinales, o de otro tipo de las variables climáticas. Este cálculo es necesario cuando se va a actuar en altitudes, exposiciones o topografías distintas a las de la estación climática de origen.

FIGURA IV.28.—DIAGRAMA BIOCLIMATICO
(MONTERO DE BURGOS y GONZALEZ REBOLLAR, 1974)

(Calculado con $e = 0,8E$)



3.5. CLASIFICACIONES CLIMATICAS

3.5.1. Clasificación de PAPADAKIS (1966)

PAPADAKIS distingue diez grupos fundamentales de climas. Cada grupo se caracteriza por regímenes específicos de temperatura y humedad y se subdivide en una serie de tipos climáticos más precisos y detallados, normalmente 8 ó 9.

Estos tipos climáticos están caracterizados tanto por el tipo posible de cultivo como por las localidades y tipo de paisaje en el que aparece el tipo climático. Se pueden realizar subdivisiones posteriores en función de valores más precisos de humedad o temperatura.

Este sistema de clasificación es bastante laborioso, pero tiene la ventaja de que los datos que se precisan son sencillos y de fácil obtención.

La clasificación de PAPADAKIS utiliza, fundamentalmente, parámetros basados en valores extremos de las variables climatológicas, que son más representativos y limitantes para estimar las respuestas y condiciones óptimas de los distintos cultivos que los empleados en las clasificaciones basadas solamente en valores medios. Esta clasificación agroclimática debe considerarse como una caracterización agroecológica a nivel macroclimático, y en ningún caso a nivel meso o microclimático, ya que en estos niveles intervienen de forma importante factores tales como la topografía o el relieve.

Los umbrales que se fijan para caracterizar los tipos climáticos no son arbitrarios, sino que co-

responden a los límites naturales de determinados cultivos. A este respecto resultan relevantes:

- Frío invernal.
- Calor estival.
- Aridez y distribución a lo largo del año.

Con estos parámetros se definen los *tipos de invierno y de verano* y los *regímenes térmico y de humedad*, así como, finalmente, los *grupos climáticos* fundamentales (ver Cuadros siguientes). La aplicación de la clasificación de PAPADAKIS a España puede encontrarse entre las referencias documentales de este mismo capítulo, de donde están tomadas las páginas siguientes (ELIAS y RUIZ, 1976).

CUADRO IV.15.—TIPOS DE INVIERNO Y SUS LIMITES EN TERMINOS DE TEMPERATURA
(PAPADAKIS, 1966)

Tipo	Temperatura media de las mínimas absolutas del mes más frío	Temperatura media de las mínimas del mes más frío	Temperatura media de las máximas del mes más frío
Ecuatorial: Ec	Mayor de 7°	Mayor de 18°	
Tropical: Tp (cálido)	Mayor de 7°	13 a 18°	Mayor de 21°
tP (medio)	Mayor de 7°	8 a 13°	Mayor de 21°
tp (fresco)	Mayor de 7°		Menor de 21°
Citrus: Ct (tropical)	7 a — 2,5°	Mayor de 8°	Mayor de 21°
Ci	7 a — 2,5°		10 a 21°
Avena: Av (cálido)	— 2,5 a — 10°	Mayor de — 4°	Mayor de 10°
av (fresco)	Mayor de — 10°		5 a 10°
Triticum: Tv (trigo - avena)	— 10° a — 29°		Mayor de 5°
Ti (cálido)	Mayor de — 29°		0 a 5°
ti (fresco)	Mayor de — 29°		Menor de 0°
Primavera: Pr (más cálido)	Menor de — 29°		Mayor de — 17,8°
pr (más fresco)	Menor de — 29°		Menor de — 17,8°

CUADRO IV.16.—TIPOS DE VERANO Y SUS LIMITES EN TERMINOS DE TEMPERATURAS (PAPADAKIS, 1966)

Tipo	Duración de la estación libre de heladas (mínima, disponible o media), en meses	Media de la media de las máximas de los n meses más cálidos	Media de las máximas del mes más cálido	Media de las mínimas del mes más cálido	Media de las medias de las mínimas de los dos meses más cálidos
Gossypium (algodón):					
G (más cálido)	Mínima > 4,5	> 25°, n = 6	> 33,5°		
g (menos cálido)	Mínima > 4,5	> 25°, n = 6	< 33,5°	> 20°	
Cafeto c	Mínima 12	> 21°, n = 6	< 33,5°	< 20°	
Oryza (arroz):					
O	Mínima > 4	21° a 25°, n = 6			
Maíz:					
M	Disponible > 4,5	> 21°, n = 6			
Triticum:					
T (más cálido)	Disponible > 4,5	< 21°, n = 6 > 17°, n = 4			
t (menos cálido)	Disponible 2,5 a 4,5	> 17°, n = 4			
Polar cálido (taiga):					
P	Disponible < 2,5	> 10°, n = 4			5°
Polar frío (tundra):					
p	Disponible < 2,5	> 6°, n = 2			
Frígido:					
F (desértico subglacial).		< 6°, n = 2	> 0°		
f (helada permanente).			< 0°		
Andino - alpino:					
A (alpino bajo)	Disponible < 2,5 Media > 1	> 10°, n = 4			
a (alpino alto)	Media < 1	> 10°, n = 4			

CUADRO IV.17.—EQUIVALENCIA DE LOS REGIMENES DE TEMPERATURA CON LOS TIPOS DE INVIERNO Y VERANO (PAPADAKIS, 1966)

Régimen térmico	Tipo de invierno	Tipo de verano
Ecuatorial:		
EQ (cálido)	Ec	G
Eq (semicálido)	Ec	g
Tropical:		
TR (cálido)	Tp	G
Tr (semicálido)	Tp	g
tR (cálido con invierno fresco).	tP	G, g
tr (fresco)	tp	0, g
Tierra templada:		
Tt (tierra templada)	Tp, tP, tp	c
tt (tierra templada fresca) ...	tp	T
Tierra fría:		
TF (tierra fría baja) (1)	Ct o más frío	g
Tf (tierra fría media) (1)	Ci o más frío	O, M
tf (tierra fría alta) (1)	Ci o más frío	T, t
Andino:		
An (bajo) (1)	Ti o más suave	A
an (alto) (1)	Ti o más suave	a
aP (taiga andina) (1)	Ti o más suave	P
ap (tundra andina) (1)	Ti o más suave	p
aF (desierto subglacial andino) (1)	Ti o más suave	F
Subtropical:		
Ts (semitropical)	Ct	G, g
SU (subtropical cálido)	Ci, Av	G
Su (subtropical semicálido) (2)	Ci	g
Marítimo:		
Mm (supermarítimo) (3)	Ci	T

Régimen térmico	Tipo de invierno	Tipo de verano
MA (marítimo cálido) (3) ...	Ci	O, M
Ma (marítimo fresco) (3) ...	av	T
ma (marítimo frío) (3), (4) ...	av, Ti	P
mp (tundra marítima) (3) ...	Ti	p
mF (desierto subglacial marítimo) (3)	Ti	F
Templado:		
TE (cálido) (TE ₁ , TE ₂)	Tv, av, Av	M, O
Te (fresco)	ti, Ti	T
te (frío)	ti, Ti	t
Pampeano - Patagoniano:		
PA (pampeano) (3), (5)	Av	M
Pa (patagoniano) (3)	Tv, av, Av	t
pa (patagoniano frío) (3), (6).	Ti, av	P
Continental:		
CO (cálido) (7)	Av o más frío	g, G
Co (semicálido)	Ti o más frío	M, O
co (frío)	pr, Pr	t
Polar:		
Po (taiga)	ti o más frío	P
po (tundra)	ti o más frío	p
Fr (desértico subglacial)	ti o más frío	F
fr (hielo permanente)	ti o más frío	f
Alpino:		
Al (bajo) (3)	Pr, Ti, ti	A
al (alto) (3)	Pr, Ti, ti	a

- (1) El mes con la evapotranspiración potencial más elevada es anterior o es el del solsticio de verano.
(2) No puede ser TF.
(3) El mes con la evapotranspiración potencial más elevada es posterior al solsticio de verano y el régimen de humedad no es monzónico
(4) Estación libre de heladas disponible > 2,5 meses.
(5) Media de las máximas de los seis meses más cálidos > 25°.
(6) Estación libre de heladas disponible < 2,5 meses.
(7) No se incluye la combinación de invierno Av con verano G.

CUADRO IV.18.—REGIMENES DE HUMEDAD Y SU DEFINICION (PAPADAKIS, 1966)

Regímenes fundamentales:	
HU, Hu (húmedo)	No hay ningún mes seco. Índice de humedad anual mayor de 1. L_n (agua de lavado) mayor del 20 por 100 de la ETP anual.
ME, Me, me (mediterráneo)	Ni húmedo ni desértico; P invernal mayor que P estival. Si el verano es G, julio deberá ser seco. Latitud mayor que 20°; en caso contrario, monzónico.
MO, Mo, mo (monzónico)	Ni húmedo ni desértico. Índices de humedad julio-agosto mayor que abril-mayo. Julio o agosto deberán ser húmedos si lo son dos meses de invierno. En caso contrario, el régimen es de estepa o isohigro-semiárido.
St (estepario)	Ni mediterráneo ni monzónico, ni húmedo. Primavera no seca. (La precipitación combinada de los tres meses de primavera cubre más de la ETP correspondiente.) Latitud mayor de 20°; en caso contrario, el régimen es monzónico.
da, de, di, do (desértico)	Todos los meses con temperaturas medias de las máximas mayores de 15° son secos. Índice anual de humedad menor de 0,22.
si (isohigro-semiárido)	Demasiado seco para estepario; demasiado húmedo para desértico. Ni mediterráneo ni monzónico.

CUADRO IV.19.—GRUPOS CLIMATICOS FUNDAMENTALES (PAPADAKIS, 1966)

Unidad climática	Régimen térmico	Régimen de humedad
1. Tropical ...	EQ, Eq, TR, Tr, tR, tr, Tt, tt.	HU, Hu, MO, Mo, mo.
2. Tierra fría ...	TF, Tf, tF, An, an, aP, ap, aF.	HU, Hu, MO, Mo, mo.
3. Desértico ...	Cualquiera.	da, de, di, do.
4. Subtropical ...	Ts, SU, Su.	HU, Hu, MO, Mo, mo.
5. Pampeano ...	PA, Pa, pa, TE, MA, Ma, ma, SU, Su.	St, si, Mo, mo (1).
6. Mediterráneo ...	Cualquiera.	ME, Me, me (1).
7. Marítimo ...	Mm, MA, Ma, ma, TE, Te, te, Pa.	HU, Hu.
8. Continental húmedo ...	CO, Co, co.	HU, Hu, MO.
9. Estepario ...	CO, Co, co, Po (2).	St, si, Mo, mo
10. Polar ...	Po, po, Fr, fr, Al, al.	Cualquiera.

(1) La combinación de me con Pa, pa, Te, Ma se incluye en 5.

(2) La combinación de Po con invierno Pt y St pertenece a 9. Todas las otras combinaciones de Po con HU, Hu, MO, Mo, St pertenecen a 10.

SUBDIVISION DE LOS REGIMENES HUMEDO Y MEDITERRANEO

Húmedos:	
HU (siempre húmedo) ...	Todos los meses son húmedos.
Hu (húmedo)	Uno o más meses son intermedios.
Mediterráneos:	
ME (húmedo)	L_n mayor que el 20 por 100 de la ETP anual y/o índice anual de humedad mayor de 0,88.
Me (seco)	L_n menor del 20 por 100 de la ETP anual; índice anual de humedad entre 0,22 y 0,88; en uno o más meses con la media de las máximas > 15° al agua disponible cubre completamente la ETP
me (semiárido)	Demasiado seco para Me.

SUBDIVISION DE LOS CLIMAS DESERTICOS

Unidad climática	Regimen térmico	Régimen de humedad
Desierto tropical cálido ...	EQ, TR, tR	da, de, di, do
Desierto subtropical cálido	Ts, SU	da, de, di, do
Desierto tropical fresco ...	Eq, Tr, tr	da, de, di, do
Desierto subtropical fresco	Su, MA, Mm	da, de, di, do
Desierto de tierras elevadas de bajas latitudes ...	Tt, tt, TF, Tf, tf, An, an	da, do
Desierto continental	CO, Co, co, te	da, de, di, do
Desierto pampeano	PA, TE	da, de, di, do
Desierto patagoniano	Pa, pa	da, de, di, do

CUADRO IV.19.
SUBDIVISION DE LOS CLIMAS MEDITERRANEOS

Unidad climática	Régimen térmico	Régimen de humedad
Mediterráneo subtropical	SU, Su	ME, Me
Mediterráneo marítimo	MA, Mn	ME, Me
Mediterráneo marítimo fresco	Ma	ME
Mediterráneo tropical	tr	Me, Me
Mediterráneo templado	TE, TE ₁ , TE ₂	ME, Me
Mediterráneo templado fresco	Te, te, Po, Pa, pa	ME, Me
Mediterráneo continental	CO, Co, co	ME, Me
Mediterráneo semiárido subtropical	CU, Su, Tr, tr, MA	me
Mediterráneo semiárido continental	CO, Co, co, TE, Te, te	me

SUBDIVISION DE LOS CLIMAS MARITIMOS

Unidad climática	Régimen térmico	Régimen de humedad
Marítimo templado	MA, Mm	HU, Hu
Marítimo fresco	Ma	HU, Hu
Marítimo frío	ma	HU, Hu
Marítimo polar	mp, mF	HU, Hu
Templado cálido	TE	HU, Hu
Templado fresco	Te	HU, Hu
Templado frío	te	HU, Hu
Patagoniano húmedo	Pa, pa	HU, Hu

SUBDIVISION DE LOS CLIMAS ESTEPARIOS

Unidad climática	Régimen térmico	Régimen de humedad
Estepario cálido	CO	St
Estepario semicálido	Co	St
Estepario frío	co	St
Estepario templado	te, Te	St
Estepario polar	Po; invierno Pr	St
Continental semiárido	CO, Co, co, te, Po	si
Continental monzónico seco	CO, Co, co	Mo, mo

3.5.2. Clasificación de KÖPPEN (1918)

Este sistema de clasificación desarrollado por KÖPPEN se basa en las medias mensuales y anuales de temperatura y precipitación, escogidas por su función de valores críticos para la vegetación. Así, pues, KÖPPEN utiliza la vegetación como indicador del clima. Los límites que establece determinan 12 tipos climáticos, que vienen designados por la combinación de dos letras (ver Cuadro), más una tercera letra que permite una mejor descripción de algunos de los tipos.

El límite entre el tipo húmedo y el semi-árido se establece por medio de la relación:

$$RV = 0,44 T - N$$

entre la precipitación y la temperatura anual, donde N es una constante que depende de la distribución estacional de las precipitaciones que toma los siguientes valores:

— En climas con verano seco, $N = 14$.

— Cuando la distribución de la precipitación es uniforme, $N = 8,5$.

— Para climas con inviernos secos, $N = 3,5$.

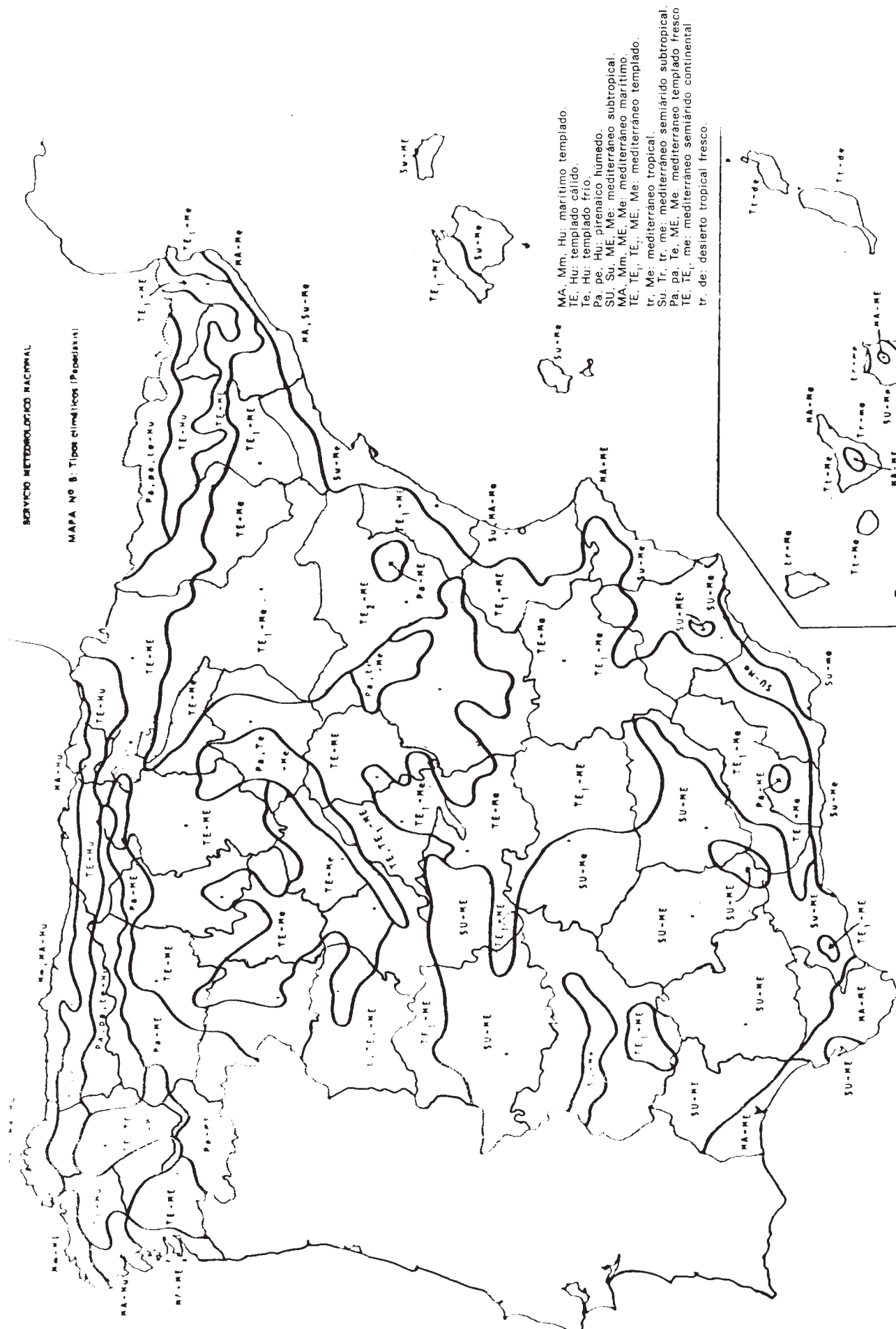
Si la media de precipitación anual es menor que el valor de R , la región es a la vez árida y se-

CUADRO IV.20.—CLASIFICACION CLIMATICA DE KÖPPEN

Primeros dos símbolos	Tipo	Criterio para el primer símbolo
Af	Selva tropical.	$T > 64,4^{\circ} \text{F}$ (en el mes más frío).
Am		
Aw	Sabana tropical.	
Bs	Semiárido (o de estepa).	$R < 0,44 T - N$.
Bw	Árido (o desértico).	$R < 1/2 (0,44 T - N)$.
Cf	Húmedo subtropical.	
Cs	Subtropical (con verano seco).	$T > 26,6^{\circ} \text{F}$, $< 64,4^{\circ} \text{F}$ (en el mes más frío).
Cw	Subtropical (con invierno seco).	
Df	Clima húmedo frío.	$T^{\circ} > 26,6^{\circ} \text{F}$ (para el mes más frío), $T > 50^{\circ} \text{F}$ para el mes más cálido.
Dw	Clima frío con invierno seco.	
ET	Clima de tundra.	$T < 50^{\circ} \text{F}$ para el mes más cálido.
EF	Clima de hielo perpetuo.	

Segundo símbolo	Criterio
f	Sin estación seca — $R > 30 \text{ mm}$ todos los meses.
s	Estación seca en verano.
w	Estación seca en invierno.
m	Precipitación del mes más seco superior a $3,94 - R/25$.
T	$T > 32^{\circ} \text{F}$ para el mes más cálido.
E	$T < 32^{\circ} \text{F}$ para el mes más cálido.
a	El mes más cálido por encima de $71,6^{\circ} \text{F}$.
b	El mes más cálido por debajo de $71,6^{\circ} \text{F}$.
c	Mes más cálido por debajo de $71,6^{\circ} \text{F}$; menos de cuatro meses por encima de 50°F .
d	Mes más frío por debajo de $-36,4^{\circ} \text{F}$.
h	Temperatura media anual por encima de $64,4^{\circ} \text{F}$.
k	Temperatura media anual por debajo de $64,4^{\circ} \text{F}$.

FIGURA IV.29.—DISTRIBUCION EN ESPAÑA DE LOS TIPOS CLIMATICOS
(PAPADAKIS)



miárida. Cuando la cantidad anual de lluvia es menor que la mitad del valor de R , la región es árida. Y cuando la precipitación se encuentra entre R y $\frac{1}{2} R$, la región es semiárida.

Así, pues, la temperatura (a partir de la cual se obtienen los valores de R) se usa como indicador de la evapotranspiración, con el fin de establecer el límite entre árido y semiárido.

Estos tipos climáticos son bastante útiles y exactos, a nivel macroclimático.

Este sistema de clasificación fue posteriormente refinado por KÖPPEN y sus discípulos; una de estas modificaciones se representa en el Cuadro IV.20.

3.5.3. Clasificación basada en el bienestar humano (TERJUNG, 1966)

En esta clasificación se utilizan:

- El índice de bienestar (THOM, 1959)

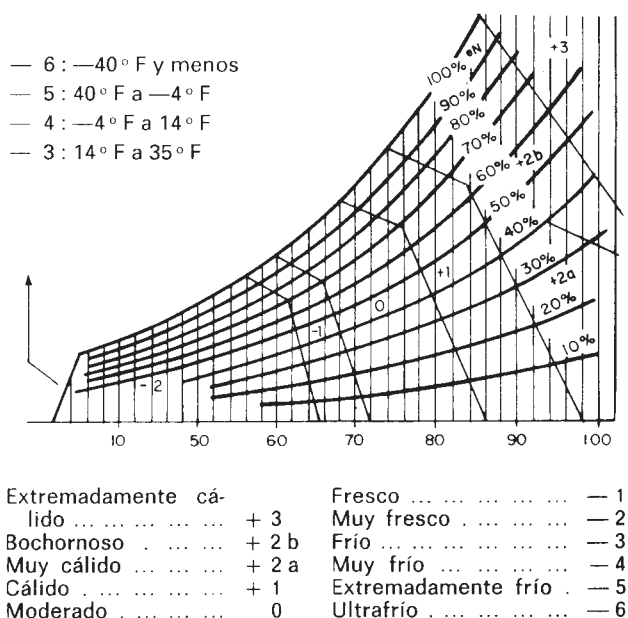
$$I. B. = 0,4 (T_s + T_h) + 15.$$

- El índice de enfriamiento por el viento (COURT, 1948)

$$k = (33 - T) (10 \sqrt{v} + 10,5 - \sqrt{v}).$$

TERJUNG combina los valores de los índices para establecer 11 categorías fisioclimáticas que contemplan todas las condiciones que se pueden presentar, tanto diurnas como nocturnas (Figura IV.30).

FIGURA IV.30.—ÍNDICE DE BIENESTAR
(Categorías de TERJUNG)



3.5.4. Clasificación climática de THORNTHWAITE (1931)

En esta clasificación, THORNTHWAITE utiliza como parámetros básicos (ver Cuadro IV.21):

- La precipitación efectiva, que se calcula como suma de los cocientes P/E para los doce meses del año

$$P/E = 11,5 \left(\frac{P}{t - 10} \right)^{10/9}$$

donde P es la precipitación en pulgadas y t es la temperatura en °F.

- La efectividad térmica (t/E)

$$\frac{t}{E} = \frac{t - 32}{4}$$

CUADRO IV.21.—CLASIFICACION DE THORNTHWAITE (1931)

Precipitación efectiva			
Primer símbolo	Tipo	Vegetación	Índice P/E
A	Perhúmedo.	Bosq. húmedo.	Más de 128
B	Húmedo.	Bosque.	64 — 127
C	Subhúmedo.	Pradera.	32 — 63
D	Semiárido.	Estepa.	16 — 31
E	Árido.	Desierto.	Menos de 16

Efectividad térmica		
Segundo símbolo	Tipo	Índice P/E
A'	Tropical.	Más de 128
B'	Mesotérmico.	64 — 127
C'	Microtérmico.	32 — 63
D'	Taiga.	16 — 31
E'	Tundra.	1 — 15
F'	Hielo.	0

Distribución estacional de la precipitación	
Tercer símbolo	Tipo
r	Precipitación adecuada en todas las estaciones.
s	Precipitación deficiente en verano.
w	Precipitación deficiente en invierno.
d	Precipitación deficiente en todas las estaciones.

Este índice se utiliza para establecer las regiones térmicas.

— *La distribución estacional de las precipitaciones.*

Los tres parámetros se combinan para dar 32 tipos climáticos en todo el mundo.

3.5.5. Clasificación de THORNTHWAITE (1948)

Esta vez se utiliza como base para la clasificación de la evapotranspiración potencial (E_p) y la precipitación (P), y se definen una serie de índices cuyos valores sirven para establecer los tipos climáticos.

— *Índice de humedad (I_h)* para un clima húmedo, en el que la precipitación de un mes determinado (P) excede a la necesidad de agua, expresada como evapotranspiración potencial (E_p).

$$I_h = \frac{P - E_p}{E_p} \cdot 100$$

— *Índice de aridez (I_a)*, aplicable cuando la precipitación, en un mes dado, es inferior a la evapotranspiración potencial.

$$I_a = \frac{E_p - P}{E_p} \cdot 100$$

Teniendo en cuenta la heterogeneidad de la precipitación en las distintas épocas del año y, en consecuencia, la influencia desigual de los índices de aridez y humedad, THORNTHWAITE define un índice hídrico anual (I_m).

$$I_m = I_h - 0,6 I_a$$

Mediante este índice de humedad I_m se establecen los tipos climáticos siguientes:

I_m	Tipo de clima	Símbolo
> 100	Perhúmedo	A
100 - 80	Húmedo IV	B ₄
80 - 60	Húmedo III	B ₃
60 - 40	Húmedo II	B ₂
40 - 20	Húmedo I	B ₁
20 - 0	Subhúmedo	C ₂
0 - (-20)	Seco, subhúmedo	C ₁
(-20) - (-40)	Semiárido	D
(-40) - (-60)	Arido	E

THORNTHWAITE establece también tipos climáticos:

1. En función de la eficacia térmica, considerada como evapotranspiración potencial en centímetros:

E_p (cm)	Tipo de clima	Símbolo
> 114	Megatérmico	A'
99,7 - 114,0	Mesotérmico IV	B' ₄
85,5 - 99,7	Mesotérmico III	B' ₃
71,2 - 85,5	Mesotérmico II	B' ₂
57,0 - 71,2	Mesotérmico I	B' ₁
42,7 - 57,0	Microtérmico II	C' ₂
28,5 - 42,7	Microtérmico I	C' ₁
14,2 - 28,5	Tundra	D'
< 14,2	Glacial	E'

2. En función de la variación estacional de la humedad:

— Para climas húmedos (A, B, C₂):

I_a	Falta de agua	Símbolo
0 - 16,7	Pequeña o ninguna	r
16,7 - 33,3	Moderada en verano	s
16,7 - 33,3	Moderada en invierno	w
> 33,3	Grande en verano	s ₂
> 33,3	Grande en invierno	w ₂

— Para climas secos (C, A, E):

I_h	Falta de agua	Símbolo
0 - 10	Pequeña o ninguna	d
10 - 20	Moderada en invierno	s
10 - 20	Moderada en verano	w
> 20	Grande en invierno	s ₂
> 20	Grande en verano	w ₂

Este tercer símbolo, letra minúscula, indica el carácter dominante de la variación estacional.

3. En función de la concentración estival de la eficacia térmica.

C	Símbolo	C	Símbolo
< 48,0	a'	61,6 - 68,0	b'
48,0 - 51,9	b' ₄	68,0 - 76,3	c' ₂
51,9 - 56,3	b' ₃	76,3 - 88,0	c' ₁
56,3 - 61,6	b' ₂	> 88,0	d'

3.5.6. Clasificación basada en la temperatura y aridez (EAGLEMAN, 1976)

Esta clasificación está basada en:

- Los valores que toma el índice de aridez siguiente:

$$I_a = 100 \left(1 - \frac{E}{E_p} \right)$$

donde E y E_p son la evapotranspiración real y potencial, respectivamente; I_a se calcula con los valores mensuales o anuales de E y E_p y varía de 0 a 100. Estos valores permiten establecer «regiones de aridez».

- La temperatura, cuyos valores sirven para establecer «regiones de temperatura», que van de Tropicales a Polares. Los límites de la temperatura que se han tomado son arbitrarios, pero poseen cierta relación con la vegetación y la sensibilidad humana al clima.
- Distribución de la precipitación.

En el Cuadro IV.22. se relacionan los valores de estos tres parámetros y los tipos climáticos resultantes:

CUADRO IV.22.—REGIONES DE TEMPERATURA

Símbolo	Símbolo	Mes más frío	Mes más cálido
T	Tropical	$\geq 65^\circ \text{ F}$	—
W	Cálido	$\geq 50^\circ \text{ F}$	—
M	Templado	$\geq 32^\circ \text{ F}$	—
O	Oscilante	$< 32^\circ \text{ F}$	$\geq 70^\circ \text{ F}$
C	Frío	$< 32^\circ \text{ F}$	$\geq 50^\circ \text{ F}$
F	Gélido o helado	$< 32^\circ \text{ F}$	$\geq 32^\circ \text{ F}$
P	Polar	$< 32^\circ \text{ F}$	$< 32^\circ \text{ F}$

REGIONES DE ARIDEZ-HUMEDAD

Símbolo	Tipo	Índice de aridez (I_a) (%)
h	Húmedo	0 - 25
m	Subhúmedo	25 - 50
d	Seco	50 - 75
a	Arido	75 - 100

DISTRIBUCION DE LA PRECIPITACION

- s = Verano seco: la precipitación de un mes es menor que 60 mm para climas tropicales o 30 mm para el resto.
- w = Invierno seco: la precipitación de un mes es menor que 1/10 del mes más húmedo.

La combinación de las regiones de aridez y temperatura proporciona 28 posibles tipos climáticos, que al considerar también las categorías de distribución de precipitaciones pasan a ser 56.

3.5.7. Clasificación de ALLUE (1990)

Con su «Atlas Fitoclimático de España. Taxonomías.» (1990), ALLUE ANDRADE, ha realizado una elaboración totalmente nueva de su clasificación realizada en 1966, publicada como «Subregiones Fitoclimáticas de España». La taxonomía climática y los símbolos taxonómicos ahora presentados son distintos a los empleados en su anterior clasificación.

Para realizar su clasificación ALLUE, emplea dos modelos, uno morfogenésico, y otro integral. El primero parte de la observación de que las curvas de precipitaciones y temperaturas dibujados en los Climodiagramas de WALTER-GAUSSEN responden a ciertos tipos limitados, discretismo que también presenta la vegetación. A partir de este hecho ALLUE elaboró una estructura taxonómica de climas, con valor predictivo y posibilidad de homologaciones mundiales.

La base fitológica del modelo, procede del Mapa Mundial de Vegetación de C. TROLL y K. H. PAFFEN (1965). La base climática procede del Atlas mundial de climodiagramas de H. WALTER y H. LIETH (1966). Se estudiaron las correspondencias fitológicas de siete mil estaciones. El resultado fue la clave morfogenésica de los climas del Mundo, que genera un sistema periódico. Su predictividad es útil a nivel de grandes tipos fitológicos y a cualquier escala corológica. La publicación «Atlas fitoclimático de España. Taxonomías», ilustra la clave con un mapa-mundi en el que se sitúan gráficos simbólicos correspondientes a la mayoría de los tipos.

El modelo integral es una taxonomía numérica más matizada que se base en el establecimiento de biunivocidades doblemente predictivas clima-vegetación.

$$(e_i p) \text{ — } F_p$$

siendo i cada uno de los recintos de un espacio climático compendio supra-anual y 14-dimensio-
nal, que se corresponden con todos los atributos fitológicos trascendentes para la vida vegetal ele-

gidos; los valores de éstos se encuentran recogidos en el Atlas Mundial de diagramas climáticos, de H. WALTER y H. LIETH (1966) para 7.000 estaciones.

Cuando no se está interesado en todas las posibilidades de la clasificación sino solamente en las clases, y aún esto en lo que se refiere únicamente a la genuinidad y analogías más fuertes, se puede prescindir de todo cálculo y operar exclusivamente con la clave cualitativa que propone para España.

3.5.8. Clasificación de la UNESCO de las zonas áridas (1979)

Basada en el índice de humedad, I_h , también denominado índice de la UNESCO, esta organización realizó el Mapa Mundial de las Zonas Áridas (1979).

$$I_h = P/E$$

donde P , es la precipitación media anual y E , la evapotranspiración potencial anual, según la fórmula de PENNMAN.

La UNESCO consideró 4 clases o grados de aridez, correspondientes a los grandes conjuntos geográficos generalmente admitidos; éstos fueron:

- a) Zona hiperárida ($P/ETP < 0,03$). Son los desiertos propiamente dichos.
- b) Zona árida ($0,03 \leq P/ETP$). Son los subdesiertos o semidesiertos.
- c) Zona semiárida ($0,20 \leq P/ETP < 0,5$), es el dominio de las estepas, praderas, ciertas sabanas tropicales y buena parte de la vegetación mediterránea. Son zonas con gran variabilidad interanual de precipitaciones.
- d) Zona subhúmeda ($0,5 \leq P/ETP < 0,75$) los límites de estas zonas de transición con las regiones húmedas y semiáridas que las rodean son extremadamente móviles y fluctuantes.

En las anteriores zonas como carácter complementario, se describía, su régimen de precipitaciones, variación interanual y vegetación asociada, para introducir nuevas subdivisiones se tienen en cuenta los factores térmicos. De este modo se completa la consideración de los principales factores determinantes de la producción vegetal, añadiendo a la precipitación y su variación intera-

nual, las temperaturas y su régimen anual.

Según la temperatura media del mes más frío del año, se puede clasificar en:

- Invierno cálido, temperatura media del mes más frío de 20 a 30 °C
- Invierno templado, temperatura media del mes más frío de 10 a 20 °C.
- Invierno fresco, temperatura media del mes más frío de 0 a 10 °C.
- Invierno frío, temperatura media del mes más frío menor de 0 °C.

Estas clases térmicas, se dividen a su vez en función de la temperatura media del mes más cálido del año, cuyos valores límites se sitúan en 10, 20 y 30 °C.

El mapa de la UNESCO, también considera el período de sequía y régimen de precipitaciones. Se considera como un mes seco aquel en que se registran menos de 30 mm de precipitación media, pues se comprobó que los resultados difieren poco del criterio de BAGNOULS y GAUSSEN que consideran un mes seco como aquel en el que la precipitación es menor que dos veces la temperatura media $P < 2E$.

Se representan seis regímenes de precipitación, que corresponden a dos regímenes de sequía de verano dominante, a dos regímenes de sequía de invierno dominante y dos regímenes de transición.

La variabilidad interanual, solo se indica de forma descriptiva, aunque tenga una importancia primordial en las zonas áridas o semiáridas. Así, una zona que reciba regularmente 200 mm de lluvias de invierno, puede ser considerada propicia a la agricultura de secano, pero si la variabilidad es superior al 40 %, la agricultura está condenada. En los casos de la misma precipitación media, la aridez está netamente más acentuada en la zona de más grande variabilidad.

3.5.9. Clasificación de FONT TULLOT de zonas pluviométricas e hídricas de la península ibérica

FONT TULLOT (1983). en su «Climatología de España y Portugal», estudia un elemento del clima que en la mayoría de nuestro territorio es un

factor limitante, las precipitaciones, a través de su distribución estacional, de la intensidad de la sequía del verano y de la aridez total anual, establecida por medio del índice de humedad.

3.5.9.1. Zonas pluviométricas

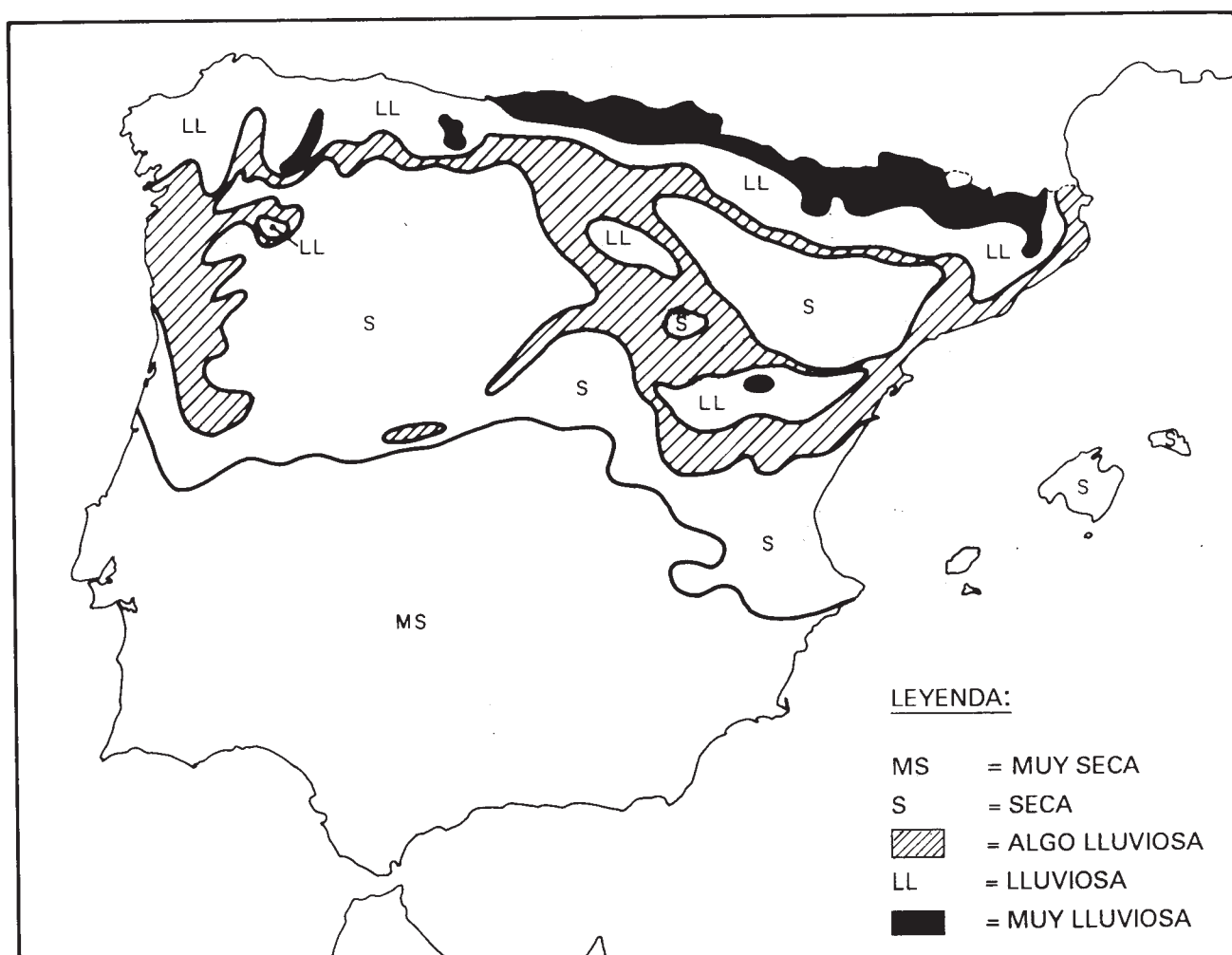
En la Península Ibérica, sometida en un 80 % al régimen climático Mediterráneo, tiene enorme importancia la intensidad de la sequía en el verano, así como la distribución de las precipitaciones a lo largo del año.

El grado de pluviosidad del verano, se puede establecer de acuerdo con una serie de valores límite convencionalmente definidos:

Muy seco	$\leq 45\text{mm}$	
Seco	$>45\text{mm}$	$\leq 90\text{mm}$
Algo lluvioso	$>90\text{mm}$	$\leq 120\text{mm}$
Lluvioso	$>120\text{mm}$	$\leq 180\text{mm}$
Muy lluvioso	$>180\text{mm}$	

La cornisa Cantábrica y el Pirineo tienen veranos lluviosos o muy lluviosos; en el resto de España, a excepción de las regiones del sistema ibérico y la zona atlántica del Norte de Portugal, el régimen es seco o muy seco; éste último en la mitad Sur.

FIGURA IV.31.—MAPA DE LAS CARACTERÍSTICAS PLUVIOMÉTRICAS DE LA ESTACION ESTIVAL
(FONT TULLOT, 1983)



3.5.9.2. Zonas hídricas

A partir del Índice de Humedad (I_h), divide la España Peninsular en zonas hídricas, según aridez, siguiendo la clasificación de la UNESCO (1977), para su mapa mundial de zonas áridas (Ver 3.5.8).

En la elaboración de su mapa, la UNESCO utilizó la fórmula de PENNMAN para el cálculo de E ; dada la complejidad de esta fórmula y el número de datos necesario para su cálculo, FONT opta por calcular E según la fórmula de THORNTHWAITE, que da valores más bajos que la de PENNMAN, pero en términos generales se puede aceptar la relación $E(\text{Thornthwaite}) = 0,75 (\text{PENNMAN})$. Sobre esta base se determinan los valores límites de I_h ,

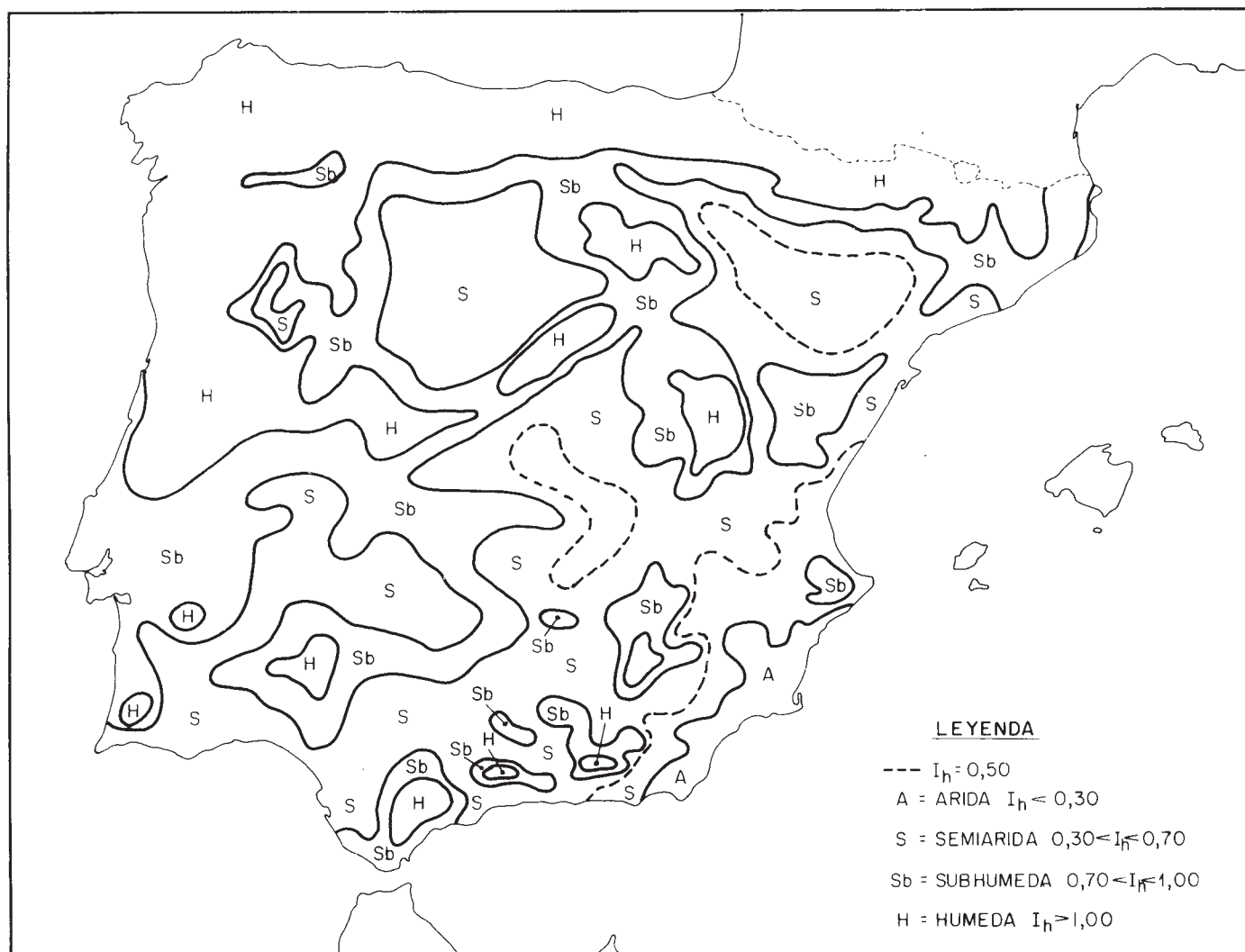
que corresponden a los distintos grados de aridez, adoptando la clasificación siguiente:

Zona árida	$I_h < 0,30$
Zona semiárida	$0,30 < I_h < 0,70$
Zona subhúmeda	$0,70 < I_h < 1,00$
Zona húmeda	$I_h > 1,00$

En el mapa se presenta la delimitación de las zonas anteriores. El trazado de la isolínea 0'50 delimita aquellas áreas con condiciones próximas a las áridas. Queda patente la afirmación del autor:

«La notable extensión del conjunto de las zonas áridas o semiáridas constituye una característica sobresaliente del clima de la península ibérica.»

FIGURA IV.32.—ZONAS DE ÍNDICE DE HUMEDAD
(FONT TULLOT, 1983)



3.5.10. Clasificación de FONT TULLOT de regiones climáticas de la península ibérica (1983)

Esta clasificación se basa en los valores del índice de continentalidad, el índice hídrico, en el régimen climático y en la influencia de los tipos de tiempo.

La consideración de los distintos factores para la clasificación regional se hizo según distintos órdenes de prioridad, dando preferencia en cada caso a los más significativos. La división climática es jerárquica, con varios niveles que comienzan con la división en: Zona parda y Zona verde, denominaciones que responden al color predominante del paisaje.

La verde es septentrional, sin veranos secos; aún con pequeñas áreas en que las precipitaciones de julio y agosto son inferiores a 30 mm, toda esta zona se incluye en la húmeda del índice de humedad; su precipitación media anual es superior a 1000 mm. La zona parda corresponde al resto de la Península.

En el segundo nivel, la Zona parda se divide en tres regiones (atlántica, continental y mediterránea), según las zonas pluviométricas, hídricas y el índice de continentalidad. El índice 20 de continentalidad separa la región atlántica y continental, mientras que el hecho de ser el otoño la estación lluviosa diferencia a la región mediterránea, que según este criterio llega hasta Almería; el resto del litoral andaluz está en la atlántica, cuyo límite está muy cercano a la costa.

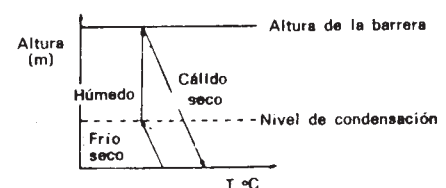
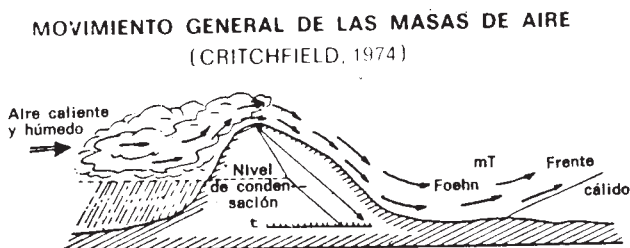
La Zona verde comprende tres regiones: marítima, submarítima y pirenaica. En la región marítima el índice de continentalidad es menor de 10, mientras que en la submarítima es superior a esta cifra.

El tercer nivel de la clasificación divide las regiones en subregiones.

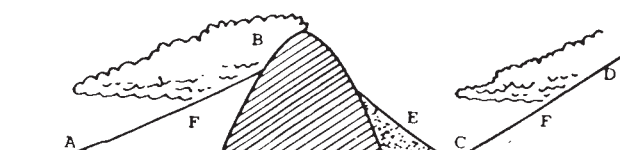
3.6. MICROCLIMA Y MESOCLIMA

En muchos estudios aplicados interesa conocer el mesoclima y el microclima, pero raras veces se dispone de una serie de datos apropiados por no existir una estación climatológica en el área de estudio; hay que recurrir entonces a estimaciones indirectas de las condiciones y características climáticas.

FIGURA IV.33.—MOVIMIENTO GENERAL DE LAS MASAS DE AIRE
(CRITCHFIELD, 1974)

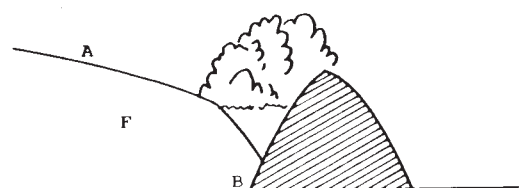


CHOQUE DE UN FRENTE CALIDO CONTRA UNA CORDILLERA (JANSA, 1969)



- AB. Sector del frente a barlovento (casi estacionario).
- CD. Reaparición del frente a sotavento.
- E. Aire estancado.
- F. Aire frío.

CHOQUE DE UN FRENTE FRIO CONTRA UNA CORDILLERA (JANSA, 1969)



- AB. Frente
- F. Aire frío.

La base de estas estimaciones reside en conocer la forma en que determinados aspectos locales (topografía, vegetación, etc.) modifican las características del clima general de una región (de las cuales sí se poseen datos).

3.6.1. Barreras montañosas

Cuando las masas de aire encuentran en su camino una barrera montañosa, se producen ciertos fenómenos cuya forma típica se esquematiza en la Figura IV.33.

3.6.2. Valles y depresiones

Son responsables de los vientos locales, ya que éstos dependen de la configuración de las cuencas. Además, en valles y depresiones se producen movimientos diarios del aire como los indicados en la Figura IV.34:

FIGURA IV.34.—VARIACIONES DIURNAS EN LOS MOVIMIENTOS DE AIRE EN UN VALLE NORMAL
(GEIGER, 1965)

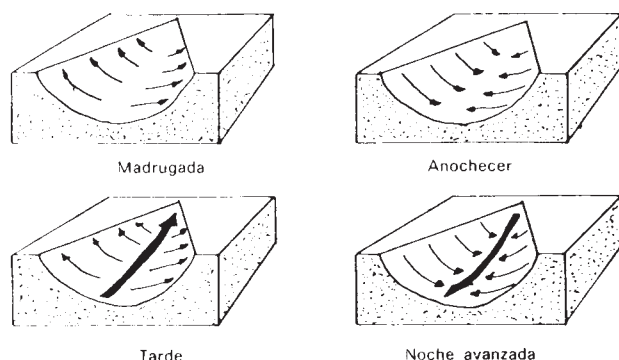


FIGURA IV.35.—CINTURÓN TÉRMICO CARACTERÍSTICO DE VALLES DE LATITUDES MEDIAS

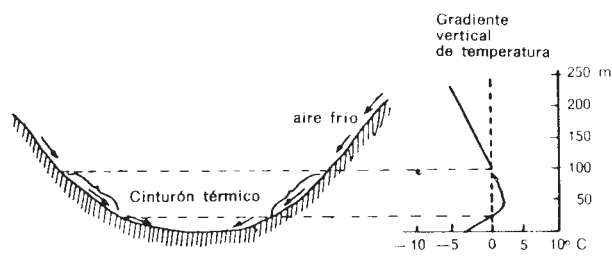
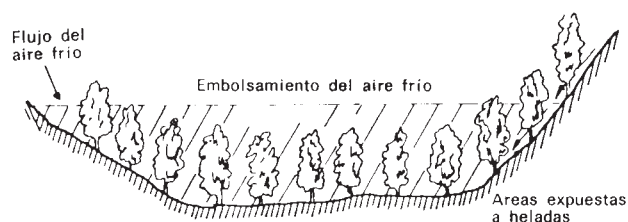


FIGURA IV.36.—EMBOLSAMIENTO DE AIRE FRÍO Y CONSIGUIENTE PELIGRO DE HELADAS
(SEAMANN, 1979)

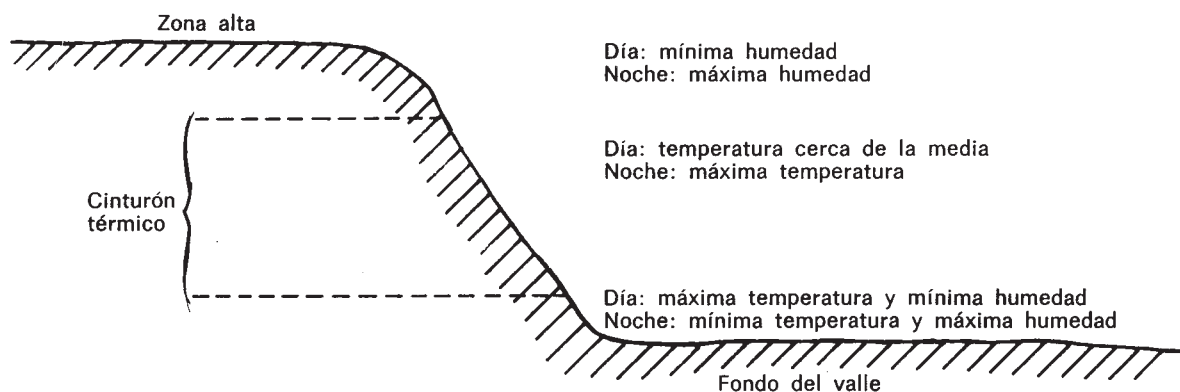


Estos movimientos han de tenerse en cuenta para algunas actividades; en concreto, para la implantación de cultivos delicados, ya que el aire que desciende por la noche al fondo del valle es frío y aumenta el riesgo de heladas en el fondo del valle, mientras que las laderas son más adecuadas por constituir un cinturón térmico donde el riesgo es menor. Este fenómeno se ilustra en las Figuras V.35 y IV.36 (CRITCHFIELD, 1974, y SEAMANN, 1979).

El riesgo de heladas es mayor en los fondos de valles orientados en la dirección Norte-Sur, debido a que anochece antes y amanece más tarde, con lo cual el período de embolsamiento de aire frío en el fondo del valle es más largo que en los valles orientados en la dirección Este-Oeste.

En la Figura IV.37 se observa la distribución de

FIGURA IV.37.



temperatura y humedad en una ladera al producirse las oscilaciones en los movimientos del aire.

3.6.3. Exposición y orientación

Se entiende, a estos efectos, por exposición de una zona su accesibilidad a los distintos factores climáticos (viento, lluvia, etc.). Orientación es la posición que ocupa respecto al norte geográfico.

Tanto la exposición como la orientación del terreno (laderas, vertientes, etc.) son factores topográficos que modifican las características climáticas, en concreto la radiación, y a partir de ella, las restantes.

En la Figura IV.38 se aprecia cómo una misma cantidad de radiación solar se extiende por una superficie mucho mayor en la ladera de umbría que en la de solana.

3.6.4. Cursos y masas de agua

La presencia de agua modifica la humedad de las zonas próximas y su evaporación provoca un enfriamiento del aire.

En zonas costeras se produce el fenómeno de las brisas marinas, existiendo además un gradiente de temperatura dirigido perpendicularmente hacia el mar, que se extiende a una franja relativamente estrecha. El gradiente varía de sentido al pasar del día a la noche.

3.6.5. Naturaleza del suelo y tipo de cubierta vegetal

El tipo de cubierta con sus distintos valores de

albedo modifica la temperatura a nivel local. Según GEIGER (1965), los valores, expresados en tanto por ciento de radiación solar reflejada, son:

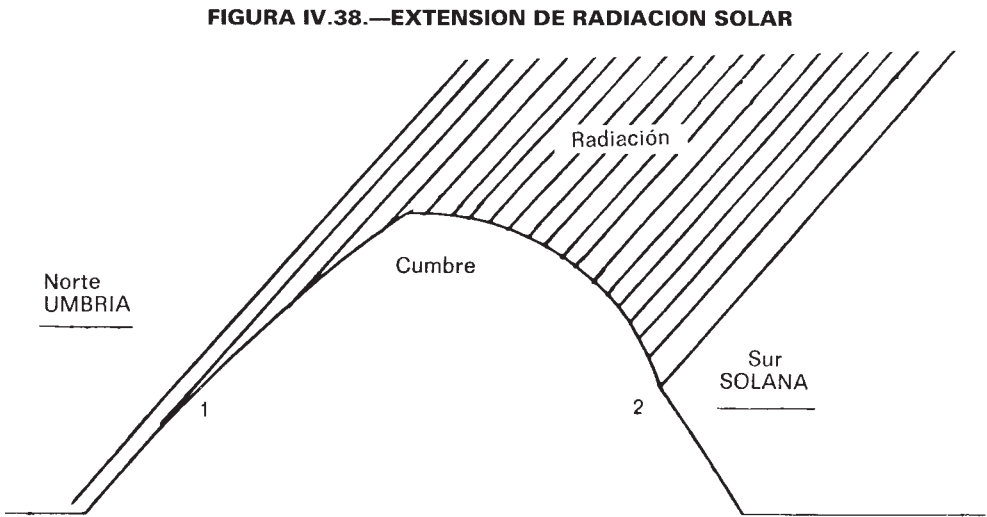
Tipo de cubierta	Albedo
Nieve	20 - 95
Dunas	30 - 60
Hielo (glaciar)	20 - 46
Suelo arenoso	15 - 40
Praderas	12 - 30
Areas urbanas (alta densidad de construcción)	15 - 25
Bosques	5 - 20
Suelos arenosos (de cultivo)	7 - 10
Superficies de agua	3 - 10

Según BUDYKO (1974), son los siguientes:

Naturaleza de la superficie	Albedo
Cubierta estable de nieve (latitud > 60°)	80
Cubierta estable de nieve (latitud < 60°)	70
Bosque con cubierta estable de nieve	45
Bosque con cubierta inestable de nieve en primavera	38
Estepa y bosque de coníferas en verano	13
Bosque caducifolio en verano	18
Océano, latitud 70°	9 - 23
Océano, latitud 60°	7 - 20

3.6.6. Núcleos urbanos

El clima de las ciudades constituye un ejemplo de mesoclima; para estudiarlo, en el caso de no poseer datos directos, se pueden establecer comparaciones con el clima de las zonas rurales que rodean el núcleo urbano.



El clima urbano está modificado fundamentalmente en características como temperatura, velocidad del viento, contaminación del aire y visibilidad.

En el Cuadro IV.23 se presentan los promedios de los cambios que la urbanización impone en las distintas características del clima respecto a las áreas rurales (LANDSBERG, 1970).

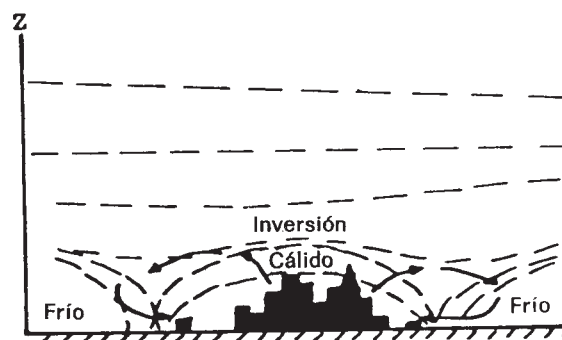
CUADRO IV.23.

Elemento	Comparación con medios rurales
Contaminantes:	
Núcleos de condensación y partículas	10 veces más
Gases	5 a 25 veces más
Nubosidad:	
Cubierta	5 a 10 % más
Niebla (invierno)	100 % más
Niebla (verano)	30 % más
Precipitación:	
Total	5 a 10 % más
Días con menos de 5 mm	10 % más
Días con nieve	14 % menos
Humedad relativa:	
Invierno	2 % menos
Verano	8 % menos
Radiación:	
Global	15 a 20 % menos
Ultravioleta (invierno)	30 % menos
Ultravioleta (verano)	5 % menos
Horas de sol	5 a 15 % menos
Temperatura:	
Media anual	0,5° a 1° más
Mínima invernal (media)	1° a 2° más
Velocidad del viento:	
Media anual	20 a 30 % menos
Ráfagas extremas	10 a 20 % menos
Calmas	5 a 20 % más

En las ciudades se desarrolla también una circulación de aire propia cuando no soplan vientos dominantes fuertes; esta circulación se esquematiza en la Figura IV.39.

Las anteriores circunstancias derivadas de la existencia de una urbe y su geometría característica, dan lugar a que en ellas se registren generalmente temperaturas más elevadas que en las zonas rurales circundantes. El efecto de aumento de temperatura se denomina isla térmica y se debe fundamentalmente a la difusión turbulenta del calor sensible de los edificios calentados y a la absorción por el aire de la radiación calorífica emitida por la su-

FIGURA IV.39.—CIRCULACION URBANA CUANDO LOS VIENTOS REGIONALES SON FLOJOS
(LANDSBERG, 1970)



perficie urbana y también por su «manta» o «boina» de contaminantes. El efecto es más acusado durante la noche y en aquellas ciudades con menos zonas verdes, pues la radiación que sería empleada en la evapotranspiración, pasa a calentar los edificios. Por término medio las temperaturas urbanas exceden a las de las áreas rurales vecinas en 1 o 2 °C, aunque en algunas grandes ciudades la diferencia es todavía mayor, entre 5 y 6 °C. En casos extremos se han registrado diferencias del orden de 10 °C bajo condiciones anticiclónicas en las primeras horas de las noches despejadas y en calma. Existe relación directa entre la intensidad del efecto de la isla térmica y el tamaño de la ciudad siendo mayor a medida que la ciudad crece (FONT TULLOT, 1991).

Como ejemplo de estudio de la isla térmica creada por las ciudades puede citarse el de Madrid (LOPEZ GOMEZ, A. *et al.*, 1988, en FONT TULLOT, 1991), cuyas principales características térmicas son:

- La isla de calor se manifiesta notablemente más marcada durante la noche que durante el día. La isla térmica diurna sólo aparece en invierno, aunque su intensidad (diferencia entre el máximo valor termométrico registrado en la ciudad y el de la periferia), no pasa de 2 o 3 grados, mientras que en verano, o es muy débil o no existe, aunque a las horas de más calor se manifiestan grandes diferencias en el interior de la ciudad.
- En invierno la intensidad de la isla nocturna, en situaciones anticiclónicas o de pantano barométrico, suele ser de 4 a 6 °C, en ocasiones de 8 o 9°.

Generalmente la máxima intensidad se al-

canza a media noche y de madrugada. Existen también pequeñas islas en las ciudades dormitorios.

- En verano la isla nocturna suele presentarse en situaciones relativamente estables, aunque propicias a la formación de la típica depresión térmica estival sobre la Península.

Generalmente, es menos intensa que en invierno, no superando los 3 °C, aunque ocasionalmente puede superar los 5, e incluso llegar a los 8 o los 9°.

- En primavera y otoño la isla nocturna suele presentarse en situaciones anticiclónicas, siendo su intensidad y naturaleza intermedias a las de invierno y verano.
- La nubosidad diurna atenúa la isla nocturna, aunque despeje durante la noche. Con cielos nubosos, la intensidad es moderada, de 3 a 5 °C; más débil, de 2 a 4 °C con cielo cubierto.

Durante el día el aire caliente asciende hasta la altura en que se presenta la inversión térmica, desde donde se mueve hacia la periferia descendiendo, para una vez cerca de la superficie fluir hacia el centro de la ciudad. Este fenómeno distribuye los contaminantes emitidos en zonas urbanas e industriales en toda la zona urbana y periurbana, incluyendo las zonas residenciales y parques cercanos a la ciudad.

También la humedad del aire es menor que en zonas abiertas cercanas, pero al funcionar las partículas en suspensión como núcleos de condensación se pueden formar nieblas tenues y nubes estratiformes.

La intensificación del efecto de la isla térmica produce una disminución de la sensación de bienestar de los ciudadanos. Para aminorar sus efectos, además de medidas que disminuyan las emisiones de contaminantes, se debe realizar un urbanismo que contemple el flujo de vientos al diseñar las calles y edificios (se ha comprobado que el factor más influyente en la formación de la isla térmica es la forma y distribución de los edificios (LOWRY, 1991) y sobre todo, que aumente la superficie de las zonas verdes, que obran como bombas de ventilación de aire viciado de zonas urbanizadas y como depósitos de contaminantes al ser éstos absorbidos, o bien depositarse sobre las plantas. Las zonas verdes también contribuyen a disminuir la temperatura estival, pues parte del calor se emplea en el proceso de evapotranspiración.

3.6.7. Algunos microclimas y mesoclimas concretos

3.6.7.1. Microclima del suelo

Comprende la capa de aire de 1 ó 2 cm de espesor por encima del suelo natural, en la que las características climáticas son diferentes de las que reinan en el mismo lugar, por encima de los primeros centímetros. En este microclima ocurre que:

- El aire está en calma permanentemente.
- Las temperaturas sufren fuertes oscilaciones (diurnas y anuales).

Si se aplicasen al suelo las clasificaciones climáticas más conocidas, resultaría que su clima sería tan extremado como el del desierto.

3.6.7.2. Microclima de cultivo

Comprende la capa de aire donde crecen los cultivos. En él las condiciones climatológicas son distintas también de las generales reinantes.

Tomando, por ejemplo, un cultivo de cereales ocurre:

- Que el espesor del estrato microclimático es variable, aumentando a medida que las plantas crecen.
- El cultivo inmoviliza una capa de aire.
- El cultivo «frena» la temperatura máxima y eleva la mínima durante su fase de crecimiento.

3.6.7.3. Microclima de bosque

Se refiere a pequeños bosques, ya que los grandes bosques constituyen, por sí mismos, tipos climáticos dentro de la climatología general.

En un bosque, las distintas características climáticas sufren modificaciones:

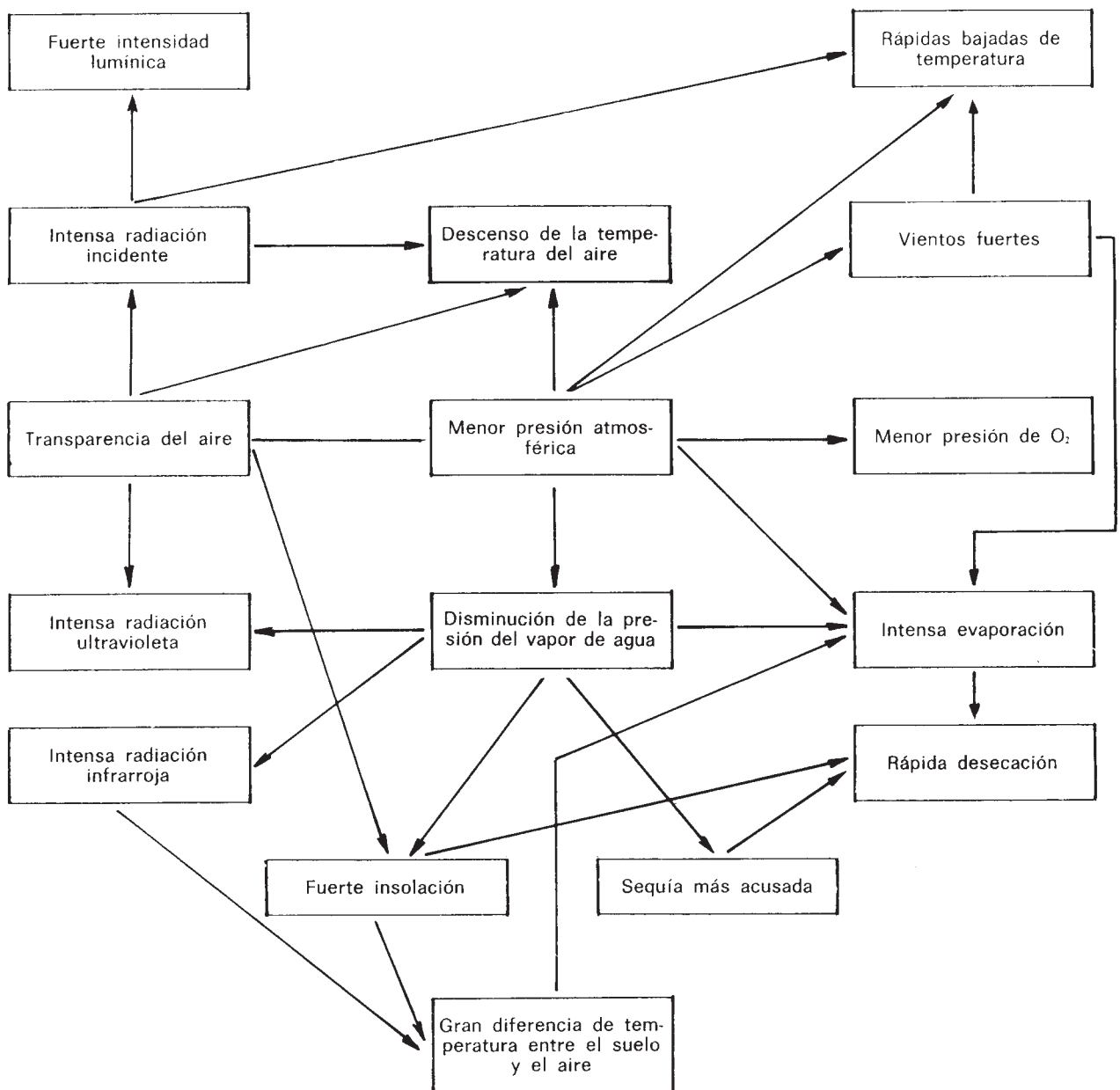
- El bosque tiende a formar su propio sistema de circulación de aire, desempeñando el papel de islote frío, que obliga a las corrientes de aire a desviarse y sobrevolarlo.
- En su interior, la humedad relativa es grande, debido a la transpiración continua y a las dificultades de transporte hacia el exterior.

- Se crea, de día, un segundo suelo efectivo, formado por la unión de las copas en contacto.
- Entre los dos suelos disminuye la temperatura media diurna y la oscilación diurna.
- Es decir, el bosque posee un clima más templado y húmedo que el que existe en el área que le rodea.
- También se produce una modificación de la luz que penetra en el bosque. Los bosques de coníferas debilitan fuertemente la luz solar, pero no la modifican cualitativamente. Los de frondosas, además de debilitarla, realizan una gran absorción selectiva.

3.6.7.4. Mesoclima de montaña

Las características climáticas de las montañas de zonas templadas presentan unos rasgos generales comunes, como son:

- La radiación solar incidente, que decrece.
- La temperatura, que sufre grandes variaciones diurnas.
- La humedad relativa del aire, que decrece.
- Las precipitaciones aumentan hasta cierta altitud (en general, en la Europa templada, 3.500 y 4.000 m), pero hay además alternancia de sequía y humedad grandes, con



períodos de saturación ambiental seguidos de otros absolutamente secos.

- La orientación topográfica juega un papel muy importante en este mesoclima, existiendo importantes diferencias de temperatura y vegetación entre solanas y umbrías.
- El viento aumenta su velocidad con la altura.

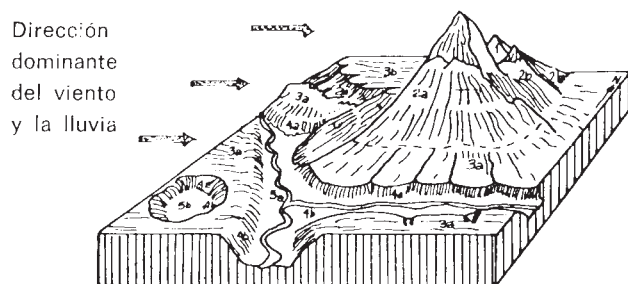
En el esquema siguiente se pueden ver las relaciones que caracterizan al mesoclima de montaña (DAJOZ, 1974).

El esquema representa así las relaciones entre los diversos factores climáticos de montaña.

3.6.8. Clasificación mesoclimática del territorio

Se puede realizar partiendo de las grandes zonas climáticas, como las que establecen KÖEPPEN y THORNTHWAITTE, dividiéndolas respecto a la altitud y a la configuración general del relieve.

FIGURA IV.40.—CLASIFICACION ZONA Templada DEL HEMISFERIO NORTE
(COLIN, 1973)



1. Terreno por encima de la línea de nieve.
2. Ladera de montaña.
 - a) Ladera Sur.
 - b) Ladera Norte.
3. Zonas a nivel del suelo.
 - a) Nivel bajo, protegido.
 - b) Nivel alto, expuesto.
4. Laderas.
 - a) Ladera Sur.
 - b) Ladera Norte.
5. Fondos de valle.
 - a) Abiertos.
 - b) Cerrados.

Posteriormente, estas unidades se pueden subdividir en función de la orientación, naturaleza de la superficie del suelo o, en general, de las características del territorio que reflejen significativamente diferencias de insolación, temperatura, régimen de precipitaciones, para llegar a nivel de microclima.

COLIN, 1973, proporciona un ejemplo de clasificación para una zona templada del hemisferio Norte (Figura IV.40).

4. DETERMINACIONES CLIMATICAS A PARTIR DE LA VEGETACION

4.1. FENOLOGIA Y ESPECIES INDICADORAS CLIMATICAS

4.1.1. Fenología

La fenología estudia las relaciones entre los factores climáticos y los fenómenos periódicos (fases) de la vida de los organismos (animales y plantas).

Las plantas y animales, especialmente los que tienen una movilidad limitada, responden a los cambios climáticos, de manera que si son necesarias unas determinadas circunstancias climáticas para que el organismo inicie o complete una fase de desarrollo, observando éstas se puede concluir que se han alcanzado una serie de valores climáticos. La fenología puede ayudar a determinar el clima y sobre todo el microclima, cuando no existen datos procedentes de estaciones meteorológicas.

Se denomina fase la aparición, transformación o desaparición rápida de los órganos de las plantas. La germinación del girasol, brotación de la vid, la espigazón del trigo, la floración del manzano, la maduración del peral, etc., son verdaderas fases porque ocurren en un escaso período de tiempo. Una determinada fase de una misma especie se produce en fechas distintas, según el clima de cada región. El lapso de tiempo entre dos fases sucesivas se denomina etapa. Las exigencias meteorológicas de los vegetales varían con las etapas. El período crítico es un intervalo del período vegetativo, generalmente breve, durante el cual la planta presenta la máxima sensibilidad a un determinado elemento meteorológico. Los períodos críticos se suelen producir poco antes o después de las fases, y tienen una duración de dos o tres semanas. Las observaciones más interesantes en los vegetales, desde el punto de vista fenológico son, por este orden, las siguientes (FUENTES YAGÜE, 1983):

- La Floración. Aparición de las primeras flores cuando las demás están a punto de abrirse; la observación ha de referirse a varios ejemplares de la misma especie.

- La Foliación o aparición de las primeras hojas en diversos ejemplares de la especie considerada. La planta, observada desde cierta distancia, ha de presentar, en conjunto, un tinte verdoso.
- La Maduración de los frutos. En los frutos blandos se reconoce por su color definitivo y porque se desprenden con facilidad; en los frutos secos (castaña, nueces, avellana, etc.), se observan reventones espontáneos en las cápsulas.
- La Defoliación. Se considera que ocurre cuando la planta ha perdido la mitad de las hojas.
- La salida de las espigas. Se refiere a la fecha en que el 75 por 100 de las espigas salen por encima de la parte superior de la vaina de la hoja.
- La Recolección. Fecha en que se realiza la

mayor parte de la recolección de una determinada especie.

En España, dentro del Servicio Meteorológico Nacional, se cuenta con una red fenológica con 212 colaboradores voluntarios, pero sus estaciones actualmente no cubren todas las provincias.

El Instituto Nacional de Meteorología ha editado las normas e instrucciones para la observación fenológica.

La fenología estudia, además de las fases de los vegetales, el comportamiento de algunos animales relacionados con la marcha del tiempo, tales como aves migratorias e insectos.

La lista de plantas, aves e insectos adoptados para su observación en España, por parte del Instituto Nacional de Meteorología (INM), aparecen en las siguientes listas.

LISTA DE PLANTAS, AVES E INSECTOS ADOPTADOS PARA SU OBSERVACION EN ESPAÑA

PLANTAS CULTIVADAS

Cereales

Avena sativa (Avena)
Hordeum vulgare (Cebada)
Secale cereale (Centeno)
Triticum vulgare (Trigo)
Zea mays (Maíz)
Oryza sativa (Arroz)

Leguminosas

Phaseolus vulgaris (Judía)
Vicia faba (Haba)
Pisum sativum (Guisante)
Cicer arietinum (Garbanzo)

Tubérculos

Beta vulgaris (Remolacha)
Solanum tuberosum (Patata)

Oleaginosa

Helianthus annuus (Girasol)

Narcóticos

Nicotiniana tabacum (Tabaco)

Cítricos

Citrus sinensis (Naranja)
Citrus limon (Limonero)
Citrus deliciosa (Mandarino)

FRUTALES

Frutales de hueso

Prunus persica (melocotonero)
Prunus armeniaca (albaricoquero)
Prunus avium (Cerezo)
Prunus domestica (Ciruelo)

Frutales de pepita

Malus communis (Manzano)
Pyrus communis (Peral)
Mespilus germanica (Níspero)
Cydonia vulgaris (Membrillo)
Ficus carica (Higuera)
Punica granatum (Granado)

Frutos secos

Prunus dulcis (Almendro)
Corylus avellana (Avellano)
Castanea vulgaris (Castaño)
Juglans regia (Nogal)
Ceratonia siliqua (Algarrobo)

Otros

Vitis vinifera (Vid)
Olea europaea (Olive)

AVES

Apus apus (Vencejo)
Ciconia ciconia (Cigüeña blanca)
Hirundo rustica (Golondrina)
Luscinia megarhynchos (Ruisenor)

LISTA DE PLANTAS, AVES E INSECTOS ADOPTADOS PARA SU OBSERVACION EN ESPAÑA (cont.)

PLANTAS SILVESTRES

Arboles y Arbustos

Acer pseudoplatanus (Arce, Sicomoro)
 Alnus glutinosa (Aliso)
 Betula celtiberica (Abedul)
 Fraxinus excelsior (Fresno)
 Populus alba (Alamo blanco)
 Populus nigra (Chopo)
 Quercus ilex (Encina)
 Quercus faginea (Quejigo)
 Quercus pyrenaica (Melojo)
 Quercus robur (Carballo, Roble)
 Quercus suber (Alcornoque)
 Salix alba (Sauce)
 Sambucus nigra (Sauco)
 Ulmus minor (Olmo)
 Pinus sp (Pino: distintas especies)
 Aesculus hippocastanum (Castaño de Indias)
 Platanus hispanica (Plátano de paseo)
 Robina pseudacacia (Falsa acacia)
 Myrtus communis (Mirto)
 Syring avulgaris (Lila)
 Eucalyptus globulus (Eucalipto)
 Arbustus unedo (Madroño)
 Crataegus monogyna (Espino blanco)
 Cytisus scoparius (Hiniesta, escoba, remata negra)
 Lavandula stoechas (Cantueso, lavanda)
 Prunus spinosa (Espino negro, endrino)
 Ule europaeus (Tojo)
 Cistus ladanifer (Jara pringosa)
 Nerium oleander (Adelfa)
 Pistacia lentiscus (Lentisco)
 Stipa tenacissima (Esparto)
 Asphodelus albus (Gamón)
 Retama sphaerocarpa (Retama)
 Calluna vulgaris (Brecina)

Cuculus canorus (Cuco)

Streptopelia turtur (Tórtola)
 Upupa epops (Abubilla)
 Coturnix coturnix (Codorniz)
 Merops apiaster (Abejaruco)
 Delichon urbica (Avión común)
 Vanellus vanellus (Avefría)
 Erithacus rubecula (Petirrojo)
 Grus grus (Grulla)

INSECTOS

Apis mellifera (Abeja).
 Pieris rapae (Mariposa blanca de la col)

La publicación anual del INM, «Calendario Meteorológico» presenta los mapas de floración del almendro, llegada de las golondrinas, caída de la hoja del chopo y de la vid, para los distintos años.

4.1.2. Especies indicadoras climáticas

La búsqueda de especies indicadoras del clima, se basa en la comparación planta-clima en las localidades donde el clima ha sido medido (A. CARBALLEIRA *et al.*, 1984).

Para atribuir valores climáticos a las plantas hay que partir de aquellas situadas muy próximas a las estaciones meteorológicas, para no confundir así distintos topoclimas.

La caracterización climática de las especies o taxones se realiza de forma estadística con distintas variables meteorológicas escogidas según

convenga. Para la estima del clima a partir de la flora, se pueden ensayar diversas soluciones, método de los histogramas, investigaciones de las plantas límite, y método numérico. (A. CARBALLEIRA, *et al.*, 1984; H. BRISSE y G. GRANDJOAN, 1974).

5. INFORMACION BASICA DISPONIBLE

La mayor parte de la documentación y cartografía sobre climatología y datos climáticos de España se encuentra en la Biblioteca del Instituto Nacional de Meteorología y está recogida, en la publicación: HUERTA, F.: *Bibliografía Meteorológica Española*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, y en la Sección de Datos de dicho Instituto.

El Instituto Nacional de Meteorología (INM),

publica anualmente el «Calendario Meteorológico», con datos sobre Climatología, Fenología, Hidrometeorología, Medio Ambiente, Calendario con los ortos y ocasos del sol y luna, fases lunares, eclipses, etc.

También en esta publicación aparecen las temperaturas de los últimos 20 años por capitales de provincias, mapas fenológicos, características climatológicas del año agrícola y resumen agroclimático.

También publica el INM estudios climáticos regionales y locales de diversas zonas de España y como visión global el «Atlas climático de España», (1983).

El Ministerio de Agricultura sobre todo, y las Comunidades Autónomas, han publicado numerosas caracterizaciones agroclimáticas provinciales y regionales.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALLUE, J. L.: *Atlas Fitoclimático de España. Taxonomías*. INIA. MAPA. Madrid, 1990.
- ASCAO LIRIA, A., y CASALS MARCEN, M.: *Vocabulario de términos meteorológicos y ciencias afines*. I.N.M. Madrid, 1986.
- BLACK, J. N., y cols.: «Solar radiation and duration of sunshine». *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 80, págs. 231-235, 1954.
- BLANEY, H. F.: «Water and our crops». En: *USDA year-book of Agriculture*, págs. 341-345, 1955.
- BLANEY, H. F., y CRIDDLE, W. F.: *Determining water requirements in irrigated areas*. Soil Conservation Service TP 96, Washington, 1950.
- BOER, W.: «Zum Begriff des Lokalklimat». En: *Zeitsch. F. Met.*, 13, págs. 5-11, 1959.
- BOYKO, H.: «Old and new principles of phytobiological climatic classification». En: *Biometeorology*, Pergamon, Londres, págs. 113-127, 1962.
- BUDYKO, M. I.: *Climate and Life*. Academic Press, London, 1974.
- CARBALLEIRA, A., et al.: «Caracterización y Clasificación numérica de las plantas frente al clima». En: *Avances sobre la investigación de bioclimatología*. Actas del VIII. Simposio de Bioclimatología (Aula Dei, 1, 15 de mayo de 1983, Zaragoza). C.S.I.C. Universidad de Salamanca, 1985.
- CASTILLO, V., y SOLANA, J.: *Recopilación y elaboración de datos físicos y geomorfológicos previos al modelo de restitución y aportaciones naturales de Madrid y puesta a punto del modelo simplificado de primera etapa*. Comunidad de Madrid (no publicado), 1985.
- CEREZUELA, F.: *Evapotranspiración y microclimas de la vertiente mediterránea del sur de España*. Universidad de Málaga. Málaga, 1977.
- CHANG, J. H.: *Climate and agriculture: an ecological survey*. Aldine, Chicago, 1968.
- COURT, A.: *Bull. Amer. Met. Soc.*, 29, pág. 487, 1948.
- CRITCHFIELD, H. J.: *General Climatology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1974.
- DAGG, M.: «A rational approach to the selection of crops for areas of marginal rainfall in East Africa». *East Africa Agric. Forest. J.*, 30, págs. 296-300, 1965.
- DAJOZ, R.: *Tratado de Ecología*. Mundi-Prensa, Madrid, 1974.
- DEN MEAD, O. T., y SHAW, R. H.: «Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions», *Agron. J.*, 54, págs. 385-390, 1962.
- : «Evapotranspiration in relation to the development of a corn crop». *Agron. J.*, 51, págs. 725-726, 1959.
- Departamento de Ecología, CRIDA 06, INIA: *El Encín, suelo y clima*, INIA, Madrid, 1977.
- DUNNE, T., y LEOPOLD, L. B.: *Water in environmental planning*. Freeman, San Francisco, 1978.
- EAGLEMAN, J. R.: *The visualization of the climate*. Heath, Toronto, 1976.
- ELIAS, F., y RUIZ BELTRAN, L.: *Clasificación agroclimática de España basada en la clasificación ecológica de J. Papadakis*. Ministerio de Agricultura, Madrid, 1973.
- ELIAS, F., y RUIZ BELTRAN, L.: *Precipitaciones máximas en España. Estimaciones basadas en métodos estadísticos*. Monografía 21, ICONA, Madrid, 1979.
- EMBERGER, L.: «Sur une formule climatique et ses applications en botanique». *La Météorologie*, págs. 423-432, 1932.
- FONT TULLOT, I.: *Atlas climático de España*. (I.N.M.), M.O.P.T. Madrid, 1983.
- FONT TULLOT, I.: *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología. (I.N.M.). M.O.P.T. Madrid, 1983.
- FONT TULLOT, I.: *Atlas de radiación solar*. (I.N.M.), M.O.P.T. Madrid, 1984.
- FONT TULLOT, I.: *Historia del clima de España. Cambios climáticos y causas*. (I.N.M.), M.O.P.T. Madrid, 1988.
- FONT TULLOT, I.: *El Hombre y su Ambiente Atmosférico*. Instituto Nacional de Meteorología. (I.N.M.), M.O.P.T. Madrid, 1991.
- FOURNIER, F.: *Climat et erosion*. Presses Univ. France, Paris, 1960.
- GANDULLO, J. M.: *Apuntes de Meteorología y Ecología*. E. T. S. Ing. Montes, Madrid.
- GANDULLO, J. M., y SERRADA, R.: *Mapa de productividad potencial forestal de la España peninsular*. INIA, Madrid, 1977.
- GARCÍA LOZANO, F.: *Métodos en uso y su empleo para el cálculo de la evapotranspiración*. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid, 1964.
- GARCÍA SALMERÓN, J.: «Les diagrammes bioclimatiques et leur utilisation forestière». *En forêt méditerranéenne*, t. I, 2, 1980.
- GAUSSEN, H.: «Expression des milieux par des formules écologiques», *Colloque Inter. CNRS*, págs. 257-269, 1955.
- : «Théories et classification des climats et microclimats». *VIII Congrès Int. CNRS. Bot. Act. 7 et 3*, págs. 125-130, 1954.

- GEIGER, R.: *The climate near the ground*. Harvard Univ. Pr., Cambridge, 1965.
- GREGORY, S.: «Transactions and papers» *Inst. British Geographers*, 20, pág. 64, 1954.
- GRIFFITHS, J. F.: *Applied Climatology. An introduction*. Oxford U. P., London, 1976.
- GUMBEL, E. J.: *Statistics of extremes*. Columbia Univ. Press, New York, 1958.
- HAUDE, W., y MOESSE, O.: «Allgemeine Betrachtungen über eine Formel für Landwirtschaftliche Klimabewertung», *Bioklim. Beibl.*, 4, págs. 52-54, 1937.
- HOUGHTON, D. D. (Ed.): *Handbook of Applied Meteorology*. John Wiley. Nueva York, 1985.
- HUERTA, F.: *Bibliografía meteorológica española*. (I.N.M.) M.O.P.T. Madrid.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA (INM) (anual): *Calendario meteorológico*. (I.N.M.) M.O.P.T. Madrid.
- I.N.M.: *Instrucciones para las observaciones de las estaciones pluviométricas*. (I.N.M.) Madrid, 1986.
- I.N.M.: *Instrucciones para el uso, instalación y mantenimiento de aparatos meteorológicos*. I.N.M. Madrid, 1988.
- I.N.M.: *Instrucciones para las observaciones fenológicas*. I.N.M. Madrid.
- I.N.M.: *Mapas de cuencas hidrográficas* (situación de observatorios). I.N.M. Madrid.
- I.N.M.: *Observaciones meteorológicas sin aparatos*. I.N.M. Madrid.
- INTERNATIONAL INSTITUTE FOR LAND RECLAMATION AND IMPROVEMENT: *Field book for land and water management experts*. ILRI, Wageningen, 1972.
- JANSA, J. M.: *Curso de climatología*. Serv. Meteor. Nacional, Madrid, 1969.
- JOHANSSON, O. U.: «Die Hauptcharakteristika des jährlichen Temperaturganges». *Gerl. Beitr. Z. Geophys.*, 33, págs. 406-428, 1931.
- KÖEPPEN, W.: «Des Geographischen System der Klimate». En: W. Köppen y R. Geiger: *Handbuch der Klimatologie*, Borntraeger, Berlín, 1938.
- LANDSBERG, H. E.: *Publ. 331*. World Meteor. Org., Geneva, 1972.
- : *Urban climates*. World Meteor. Org., Geneva, 1970.
- : *Physical Climatology*. Gray Print., Dubois, Pa., 1941.
- LANG, R.: «Versuch einer exakten Klassifikation der Boden in klimatischer und geologischer Hinsicht». *Int. Mitt. f. Bodenkunde*, 5, págs. 312-346, 1915.
- LEE, D. H. K., y HENSCHER, A.: *Am. N. Y. Acad. Sci.*, 134, 1966.
- LEÓN, A., y cols.: *Atlas agroclimático de España*. Min. Agric., Madrid, 1979.
- LINES ESCARDO, A.: *Sequía, variación climática y desertificación*. I.N.M. Madrid, 1986.
- LINES ESCARDO, A.: *Acción del hombre en el clima y contaminación*. I.N.M. Madrid, 1986.
- LÓPEZ CADENAS, F., y BLANCO, M.: *Hidrología Forestal*. E.T.S. Ing. Montes, Madrid, 1976.
- LOWRY, W. P.: *Atmospheric Ecology for Designers and Planners*. Van Nostrand Reinhold. Nueva York, 1991.
- MALDE, J. van: «Verban tussen neerslag en afvoer». *Design Note*, NEDECO, 1956.
- MEYER, A.: «Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa». *Che. der Erde*, págs. 209-347, 1926.
- MONTERO DE BURGOS, J. L., y GONZÁLEZ REBOLLAR, J. L.: *Diagramas bioclimáticos*. ICONA. Madrid, 1974.
- PALMER, W. C., y HAVENS, A. U.: «A graphical technique for determining evapotranspiration by the Thornthwaite method». *Monthly Weather Rev.*, 86, págs. 123-128, 1958.
- PAPADAKIS, J.: *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed. por el autor, Buenos Aires, 1966.
- PATTERSON, S. S.: *The forest area of the world and its potential productivity*. Royal Univ., Goteborg, 1956.
- PENMAN, H. L.: «Natural evaporation from open water, bar soil and grass». *Proc. Roy. Soc.*, A 193, pág. 120, 1948.
- REVENGA, A.: «Mapa de isoxeras de España». *Rev. de Est. Geogr.*, Madrid, 1941.
- RIJKOORT, P. J.: «Een nomogram voor de bepaling van der potentiële evapotranspiratie volgens de formule van Penman». *KNMI, de Bilt.*, págs. 102-166, 1956.
- SEAMANN, F., y cols.: *Agrometeorology*. Springer Verlag, New York, 1979.
- SNEYERS, R.: *Sobre el análisis estadístico de las series de observaciones. Nota técnica N.º 143*. 9 O.M.M. Ginebra, 1975.
- SIPLE, P. A., y PASSEL, C. F.: *Proc. Amer. Phil. Soc.*, 89, pág. 177, 1945.
- STRAHLER, N. A.: *Geografía Física*. Omega, Barcelona, 1974.
- TERJUNG, W. H.: «Physiologic climates of the conterminous United States». *Annals Assoc. Am. Geographers*, 56, págs. 141-179, 1966.
- THOM, E. C.: «The discomfort index». *Weatherwise*, 12, págs. 57-60, 1959.
- THORNTWHAITE, C. W.: «An approach toward a rational classification of climate». *Geogr. Rev.*, 38, págs. 55-94, 1948.
- : «The climates of North America according to a new classification». *Geogr. Rev.*, 21, págs. 633-655, 1931.
- THORNTWHAITE, C. W., y MATHER, J. R.: «The water budget and its use in irrigation». *USDA Yearbook of Agriculture*, USDA, Washington, págs. 346-358, 1955.
- TOHARIA, M.: «Análisis de la capacidad dispersante de la atmósfera en la provincia de Vizcaya». En: *Estudio de los condicionantes del medio físico a la localización espacial de las actividades de planeamiento*. Diputación de Vizcaya, INITEC, Madrid, 1977.
- TOUT, D. G.: «Biometeorology». *Progress in Physical Geography* 11, 4, págs. 473-487, 1987.
- TURC, L.: «Le bilan d'eaux des sols». *Sols Africains*, 3, págs. 138-172, 1954.
- : «Evaluation des besoins en eau d'irrigation: evapotranspiration potentielle». *Ann. Agron.*, 12, págs. 13-46, 1961.
- : «Agroclimatological methods». *Proc. of the Reading Symposium*, UNESCO, París, 1968.
- UNESCO. *Carte de la répartition mondiale des régions arides*. UNESCO, París, 1979.
- US SOIL CONSERVATION SERVICE: «Irrigation water requirements». *USDA Technical Release 21*, Washington, 1970.

VAN BAVEL, C. H. M.: «Potential evapotranspiration: the combination concept and its experimental verification». *Water Res. Research*, 2, págs. 455-467, 1966.

VILLA, D., GUERRA, J., y CORRES, R.: *Análisis estadístico de la pluviometría en la Península Ibérica*. I.N.M. Madrid, 1985.

WALTER, H., y LIETH, H.: *Klimadiagramm Weltatlas*. Fischer Verlag, Jena, 1960.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION: *Guide to Hydrometeorological practices*. WMO, Geneva, 1965.

YOSHIMO, M. M.: «Problems in local climatology in relation to agriculture in Japan». *Proc. of the Reading Symposium*, UNESCO, Paris, 1968.