CAPÍTULO 10

Balance hídrico del suelo

Una idea básica desarrollada en geografía física es la de que la disponibilidad de agua en el suelo es un factor mucho más importante en el medio que la precipitación en sí misma, pues gran parte del agua recibida de esta forma se pierde de diferentes maneras y de forma no aprovechable por las plantas. Al igual que en un balance fiscal, cuando las pérdidas mensuales o anuales de humedad exceden al de precipitación, el resultado es deficitario, mientras que por el contrario, cuando el aporte por precipitación sobrepasa al de pérdidas, resulta un balance positivo. El análisis del balance hídrico de un área determinada de la superficie terrestre, en realidad, se realiza de la misma forma que el balance fiscal, requiere tan sólo de la adición o substracción de cantidades obtenidas en períodos fijos de tiempo tales como un mes o un año.

FIGURA 10.1. Ciclo hidrológico (fuente: Holtzman).

Para entender por qué se pierde o se gana la humedad, necesitamos estudiar los procesos físicos que afectan al agua en sus tres estados –líquido, sólido o vapor– no sólo en la atmósfera, sino también en el suelo y en la roca, así como el agua expuesta al aire libre en ríos, lagos y glaciares. La *hidrología* permite establecer tales relaciones del agua, como un sistema complejo y unificado, que se encuentra sobre la tierra. Lo primero que conviene tratar en este capítulo es la hidrología del suelo.

Agua superficial y subsuperficial

Clasificaremos el agua que se encuentra sobre los continentes en dos tipos: *agua superficial* (corriente o estancada sobre tierra), y *agua subsuperficial* (ocupando aberturas y cavidades en el suelo o en las rocas). El agua retenida en el suelo, a un metro o dos de la superficie se denomina *agua de infiltración,* y es ésta la que interesa al botánico, al edafólogo (científico del suelo) o al ingeniero agrónomo. El agua almacenada en cavidades del lecho rocoso se denomina agua de saturación y es estudiada por los geólogos. Tanto el agua de saturación como la superficial son objeto de estudio del capítulo 11.

Ciclo hidrológico y balance hídrico terrestre

El agua de los océanos, de la atmósfera y de las tierras modifica tanto su posición geográfica como su estado físico, en una serie de cambios continuos que configuran el *ciclo hidrológico* (figura 10.1). Si pudiéramos seguir continuamente una molécula de agua, ésta podría viajar por uno cualquiera de los posibles circuitos que incluye alternativamente su estado de vapor, líquido o sólido.

El esquema del ciclo hidrológico representado en la figura 10.1, podría ser cuantificado para el conjunto de la superficie terrestre. La figura 10.2 refleja las posibles trayectorias del circuito del agua. Podríamos empezar por los océanos, que constituyen la principal reserva de agua libre existente. La evaporación procedente de estas su-

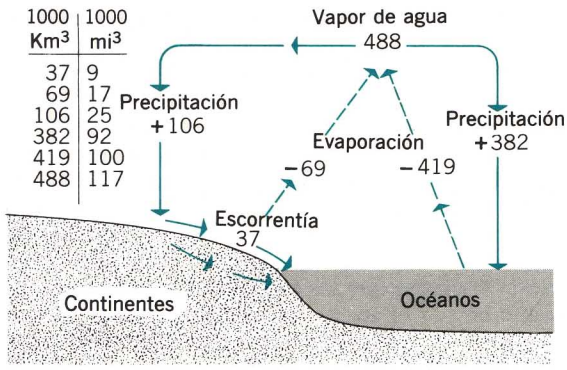

FIGURA 10.2. Balance hídrico terrestre. Las cifras indican el flujo medio de agua anual dentro o fuera de las áreas continentales y oceánicas. (Fuente de información, John R. Mather, 1974. Dibujo procedente de A.N. Strahler. *The Earth Sciences,* 2.ª ed. Harper & Row Publishers, figura 33.2. Copyright 1963, 1971 por Arthur N. Strahler.)

perficies es aproximadamente de 419.000 km³/año. Al mismo tiempo, la evaporación procedente del suelo, las plantas y las superficies acuáticas existentes sobre los continentes, suman un total de 69.000 km³/año. De todo ello nos resulta una evaporación total de 488.000 km³/año, y representa, también, la cantidad de agua que debe ser devuelta anualmente en forma líquida o sólida.

La precipitación, en el lado contrario, está desigualmente repartida entre continentes y océanos; los primeros reciben 106.000 km³/año mientras que los segundos 382.000 km³/año. Cabe observar, ante todo, que los continentes perciben 37.000 km³ más agua por precipitación que la que pueden perder por evaporación. Esta cantidad excedente es la que circula en superficie o de forma subterránea, alcanzando, más tarde, el mar, en lo que se denomina generalmente *escorrentía* o *agua de arroyada.*

Podemos exponer el *balance hídrico total,* tal como sigue:

$$P = E + G + R$$

donde P = Precipitación
E = Evaporación
G = ganancia neta o pérdida de agua en el sistema; un concepto de almacenamiento
R = Escorrentía (positivo cuando sale de los continentes, negativo cuando se queda en ellos)

Cada uno de los términos tiene por unidades las de volumen por unidad de tiempo (por ejemplo km³/año). Cuando se aplica sobre un período de un año, o cuando se realiza un promedio sobre muchos años, el término G puede considerarse cero, puesto que el sistema terrestre es esencialmente cerrado, en lo que concierne a la materia. Las cantidades de agua almacenada en la atmósfera, en tierras y océanos permanecen constantes de año en año.

La ecuación puede reducirse entonces a:

$$P = E + R$$

Utilizando las cuantías dadas para los continentes y substituyéndolas en la ecuación anterior, resulta:

$$106.000 = 69.000 + 37.000$$

y para los océanos:

$$382.000 = 419.000 - 37.000$$

Para la totalidad del globo, combinando los resultados de continentes y océanos, los términos de escorrentía (R) se suprimen mutuamente quedando:

$$106.000 + 382.000 = 69.000 + 419.000;$$
$$488.000 = 488.000$$

El ciclo hidrológico como un sistema cerrado de materia

El balance hídrico del planeta puede ser tratado como un sistema de flujos de materia, utilizando el tipo de esquema descrito en el capítulo 3. La figura 10.3 muestra un sistema cerrado que representa la hidrosfera de forma global. Están presentes tres subsistemas: atmósfera, continentes y océanos. Para una mayor simplicidad, el hielo de los glaciares está incluido dentro del concepto "agua líquida", como una única forma de agua. En el subsistema "atmósfera" las entradas se realizan en forma de vapor de agua, obtenido por evaporación de las superficies oceánicas, y por evaporación y evapotranspiración de las superficies continentales. El vapor de agua almacenado, experimenta una condensación para pasar a estado líquido en forma de lluvia (o estado sólido en forma de nieve), abandonando, entonces, el subsistema atmósfera para entrar en cualquiera de los subsistemas restantes, el oceánico y el continental. Por escorrentía, el agua contenida en los continentes se transfiere a los océanos sin cambio de estado alguno.

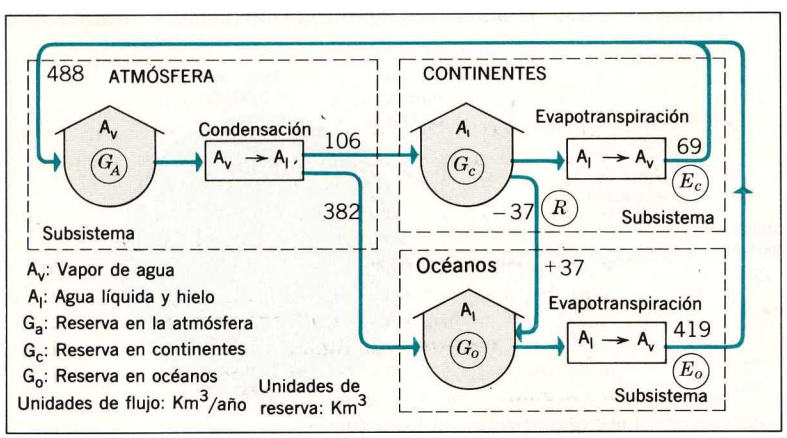

FIGURA 10.3. Diagrama del ciclo del agua como un sistema cerrado de materia.

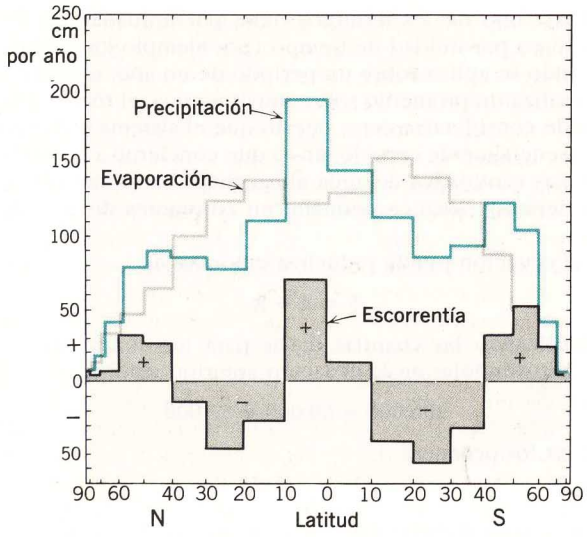

FIGURA 10.4. Balance hídrico por cinturones de 10° de latitud. (Información recogida por W.D. Sellers, 1965. Dibujo procedente de A.N. Strahler, *The Earth Sciences*, 2.ª ed. Harper & Row Publishers, figura 33.11. Copyright 1963, 1971 por Arthur N. Strahler.)

El balance hídrico terrestre por zonas latitudinales

Desde un balance hídrico terrestre en términos de volumen de agua por unidad de tiempo (km^3/año; millas^3/año) volvemos de nuevo a los datos de balance hídrico en términos de agua que circula por unidad de tiempo (cm/año; pulgadas/año). Mientras que el primero nos explicaba la cantidad de agua introducida o extraída de una región específica en un año, la segunda nos dirá la intensidad del flujo de agua, independientemente de la superficie total y de la cantidad de agua que alberga.

El balance hídrico puede estimarse en cinturones latitudinales de 10° de ancho. Este tratamiento revela una respuesta a los cambios latitudinales en cuanto al balance de radiación y el balance calorífico, desde la zona ecuatorial hasta la polar. La figura 10.4 muestra los valores medios anuales de precipitación, evaporación y escorrentía. Esta última, designada bajo la nomenclatura "R", incluye en este caso el importe o exporte de agua dentro o fuera de los cinturones, mediante corrientes oceánicas, o flujos hídricos superficiales. Obsérvese que la zona ecuatorial posee excedente hídrico con un coeficiente R positivo, mientras que las fajas subtropicales presentan una excesiva evaporación. La escorrentía (R), que presenta valores negativos en las bandas subtropicales, representa la importación de agua por corrientes oceánicas para suministrar la cantidad necesitada para poder evaporarse. Los excedentes hídricos vuelven a aparecer en el paralelo 40 más hacia el norte; pero los valores de los tres términos declinan rápidamente en las altas latitudes, adquiriendo valores próximos a cero en los polos. Esta gráfica podría compararse con la figura 7.23, que muestra el transporte del vapor de agua a través de las diferentes latitudes. Obsérvese que los excedentes de precipitación se mantienen por el aporte de vapor de agua, y que los excedentes de evaporación se sostienen por la transacción de vapor de agua.

Total de agua almacenada

Los recursos hídricos se pueden encontrar almacenados en los estados gaseoso, líquido y sólido. El agua de los océanos representa cerca de un 97 %, tal como se puede observar en la figura 10.5. El agua almacenada en los glaciares, forma sólida, ocuparía un segundo lugar siendo su porcentaje de poco más de 2 %. La cantidad que resta, casi toda, es el agua que se contiene en tierra y representa una cantidad muy pequeña. Pero así y todo, es este agua superficial, junto a la que se halla en el suelo, la que mantiene toda la vida terrestre. Algunos ecologistas consideran que el agua dulce superficial es el factor limitante de la capacidad de nuestro planeta de mantener el fenomenal crecimiento de la humanidad. La cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera es también muy pequeña –solamente 10 veces mayor que la que hallamos en las corrientes superficiales– pero es la que aporta toda el agua dulce disponible sobre la tierra.

Balance hídrico terrestre y cambios climáticos

Los cambios a largo plazo en las cantidades del balance hídrico están asociados con los cambios atmosféricos del medio; por ejemplo: el enfriamiento atmosférico a escala planetaria comportaría una reducción del vapor de agua almacenado en la atmósfera, lo que llevaría a una reducción en la precipitación y, por ende, en la escorrentía en general; pero al mismo tiempo, una gran proporción de aquella precipitación sería en forma de nieve, de manera que aumentarían las acumulaciones en estado sólido disminuyendo por consiguiente las concentraciones en forma líquida, bajando el nivel de los mares. Todos estos cambios anteriores definirían un balance hídrico cam-

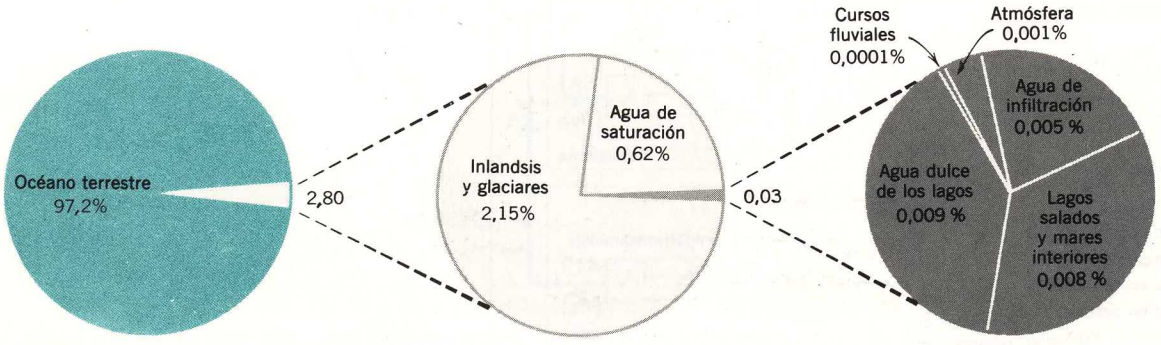

FIGURA 10.5. El volumen total del agua terrestre está contenida mayoritariamente en los océanos.

biante asociado con el inicio de una edad del hielo, o glaciación; es decir, el mayor cambio climático experimentado en nuestro planeta al menos cuatro veces en los pasados dos millones de años (véase capítulo 21).

Infiltración y escorrentía

Muchos tipos de suelos en su estado natural, no alterado, están capacitados para la absorción de agua procedente de lluvias débiles o moderadas. El proceso de absorción se conoce como *infiltración.* Estos suelos tienen pasadizos naturales entre partículas del suelo mal dispuestas para ello, así como grandes fisuras, tales como los resquebrajamientos de tierra producidos por la sequedad, excavaciones de lombrices y otros animales, cavidades resultantes de la putrefacción de las raíces de las plantas o bien porosidades producidas por la expansión y fusión de cristales de hielo. Una maraña de hojas putrefactas y tallos amortiguan la fuerza de las gotas de agua al caer y ayudan a preservar estas porosidades abiertas. Si la lluvia cae demasiado deprisa como para poder penetrar en el interior, la cantidad excedente fluye, formando una capa superficial de agua, en la dirección de la pendiente. Esta superficie de escorrentía o de agua de arroyada se denomina flujo superficial terrestre, que será ampliamente explicado en el capítulo 11.

Tal como indicábamos en el capítulo 7, la pluviosidad se mide en centímetros o pulgadas por hora. Este es el espesor de agua que se acumularía en el suelo si la lluvia se recogiese en un recipiente que tuviese una base plana y los lados perpendiculares a la base, suponiendo que nada se haya perdido por evaporación o derrame (figura 11.10). De manera semejante, la infiltración se mide en las mismas unidades, centímetros o pulgadas por hora, y podría imaginarse como la proporción de agua que podría abandonar el mismo recipiente si el agua pudiera escaparse por una base porosa. La escorrentía se mide también en centímetros por hora y se puede representar como la cantidad de agua que rebosa del recipiente por hora, cuando ésta cae demasiado rápida para que pueda ser absorbida a través de la base.

Evaporación y transpiración

Durante los períodos entre lluvias, el agua contenida en el suelo es gradualmente eliminada mediante un doble proceso de secado. El primero consiste en la evaporación directa a la atmósfera, cosa que sucede en la parte superficial del suelo y que poco a poco va progresando hacia el interior. El aire también penetra en el suelo libremente, pudiendo ser forzado alternativamente a entrar o salir de él mediante los cambios de presión atmosférica. Aún así, si el suelo no "respirase"de esta manera, habría una lenta difusión de vapor de agua hacia la superficie a través de las porosidades abiertas en él. Ordinariamente, sólo la parte superior, 30 cm, del suelo se seca por evaporación durante una única estación seca. En las prolongadas sequías de los desiertos, las condiciones de sequedad se extienden a profundidades de varios metros.

Segundo, las plantas extraen agua de la capa edáfica introduciéndola en sus sistemas a través de una red de capilares. Este agua, después de ser elevada en el interior de los troncos y de las ramas, y de llegar a las hojas, es descargada a través de los poros de estas últimas a la atmósfera en forma de vapor de agua. Este proceso se conoce como *transpiración.*

En los estudios de hidrología y climatología conviene usar el término de *evapotranspiración* para cubrir la combinación de las pérdidas de agua por evaporación directa, y por transpiración de las plantas. La proporción de la evapotranspiración disminuye en cuanto los suministros hídricos devienen mermados por un período estival seco, pues las plantas utilizan diferentes mecanismos para reducir la transpiración. En general, a menores recursos de agua, menores pérdidas por evapotranspiración.

La figura 10.6 ilustra los conceptos antes explicados y sirve para dar una mayor precisión al detalle del dibujo de esta parte del ciclo hidrológico que incluye el suelo. La capa edáfica de donde las plantas obtienen humedad se conoce como *zona del agua de infiltración* y en ella se gana agua por precipitación e infiltración. Tal como muestran los signos negativos, el suelo pierde agua por transpiración, evaporación y flujo superficial. El exceso de agua también abandona el suelo mediante la *percolación por gravedad* hacia zonas inferiores donde se halla el agua de saturación. Entre la zona del agua de infiltración y la del agua de saturación tenemos la *zona intermedia,* donde el agua se retiene a unas profundidades demasiado grandes para ser devuelta a la superficie por evapotranspiración, debido a que se encuentra por debajo del nivel de las raíces de las plantas (rizosfera).

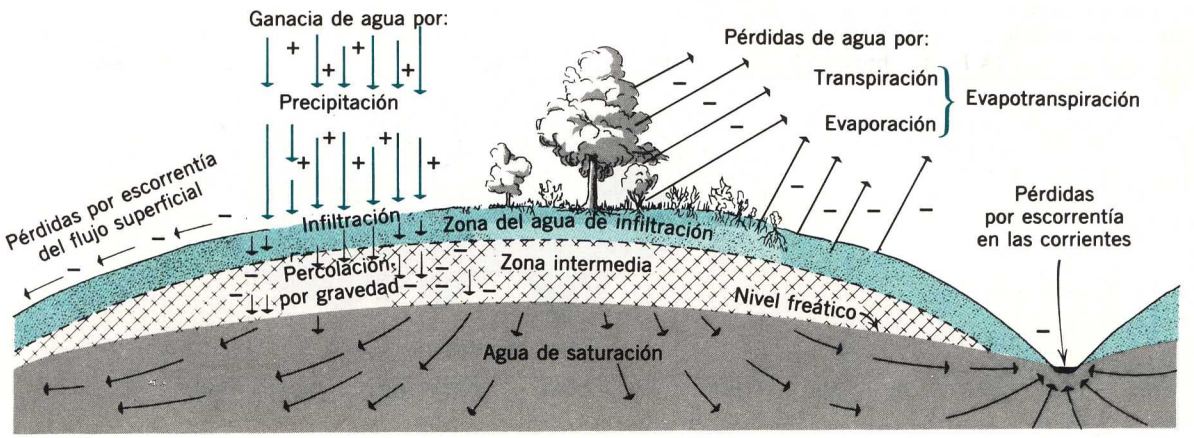

FIGURA 10.6. La zona del agua de infiltración ocupa una importante posición dentro del ciclo hidrológico.

Agua de saturación y corrientes

La percolación por gravedad transporta el exceso hídrico hasta la zona del agua de saturación, en la cual todas las porosidades están completamente saturadas de agua (figura 10.6). En esta zona, el agua se desplaza hacia trayectorias profundas que emergerán más tarde, rezumando hacia el exterior en arroyos, charcas y lagos.

El excedente de agua abandona la región mediante el flujo de los arroyos, los cuales están alimentados directamente por el flujo superficial en períodos de lluvias intensas y prolongados, o bien por fusión de las nieves. Los cursos fluviales que poseen caudal todo el año –arroyos perennes– reciben gran parte de su agua de surgencias a partir del agua de saturación. Los arroyos alimentados tan sólo por el flujo superficial son intermitentes y sus canales están secos en los períodos interpluviales. Investigaremos con más detalle el flujo del agua de saturación y el de los arroyos en el capítulo 11.

El agua en el suelo

Mediante la infiltración, el agua es arrastrada hacia el interior a través de las porosidades del suelo, humedeciendo sucesivamente las capas inferiores. A este proceso se le conoce como *recarga por filtración*. Finalmente la capa edáfica retiene la máxima capacidad de agua posible, a pesar de que muchas de las porosidades contengan aire en su interior. El movimiento del agua continúa después hacia niveles inferiores a través de la zona intermedia subyacente.

Supongamos que deja de llover y que a ello siguen días y días de tiempo seco. El excedente hídrico continúa fluyendo hacia capas más profundas por gravedad, pero parte del agua se adhiere a las partículas del suelo resistiendo a la fuerza gravitatoria debido a la tensión capilar que ejercen tales partículas sobre las moléculas de agua. Estamos familiarizados, normalmente, con el modo cómo se adhiere una gotita de agua a la pared de un vaso, parece como si ésta estuviese encerrada dentro de una "piel" de moléculas de agua superficiales de manera que adopta una forma esférica y pudiera permanecer indefinidamente en él sin caer. De manera similar, la delgada película de agua se adhiere a los gránulos del suelo, particularmente en sus puntos de contacto de unas con otras y permanecerá allá hasta que se disponga para una evaporación o absorción en las raíces de las plantas.

Cuando el suelo ha estado saturado de agua en primer lugar, permitiendo un drenaje por gravedad hacia niveles inferiores hasta que ya no puede circular más en ese sentido, se dice entonces que el suelo tiene una determinada *capacidad de retención* de agua. (Entre los edafólogos, la capacidad de almacenar agua se denomina *capacidad de campo*.) Para la mayoría de los suelos, el drenaje no dura más allá de dos o tres días, es más, la mayor parte del agua excedente es drenada en tan sólo un día. La capacidad de retención se suele medir en unidades de volumen, normalmente centímetros o pulgadas, al igual que la precipitación. Por ejemplo, una capacidad de campo de 2 cm en los primeros 10 cm de suelo significa que para un cubo de 10 cm de lado de suelo (1 dm^3), toda el agua que podríamos extraer para formar una capa de agua tendría un espesor de 2 cm, en un recipiente cuya base y lados fueran perpendiculares (base plana y lados verticales). Esta altura sería la equivalente a una absorción completa de 2 cm de lluvia, en un suelo completamente seco de 10 cm de espesor.

La capacidad de retención para un suelo dado depende ampliamente de su textura. Por ejemplo, un suelo arenoso tiene una pequeña capacidad de campo; un suelo arcilloso tiene una gran capacidad de retención.

El ciclo del agua de infiltración

Estamos en condiciones de volver de nuevo a considerar el balance del agua en el suelo. La figura 10.7 muestra el ciclo anual del agua de infiltración para un único año, en una estación experimental agrícola sita en Ohio. Este ejemplo puede considerarse representativo de las condiciones de los climas húmedos de latitudes medias donde se establece un fuerte contraste estacional entre el invierno y el verano. Comencemos con el inicio de la primavera (marzo). En esta época del año, el grado de evaporación es bajo debido a las bajas temperaturas. La abundan-

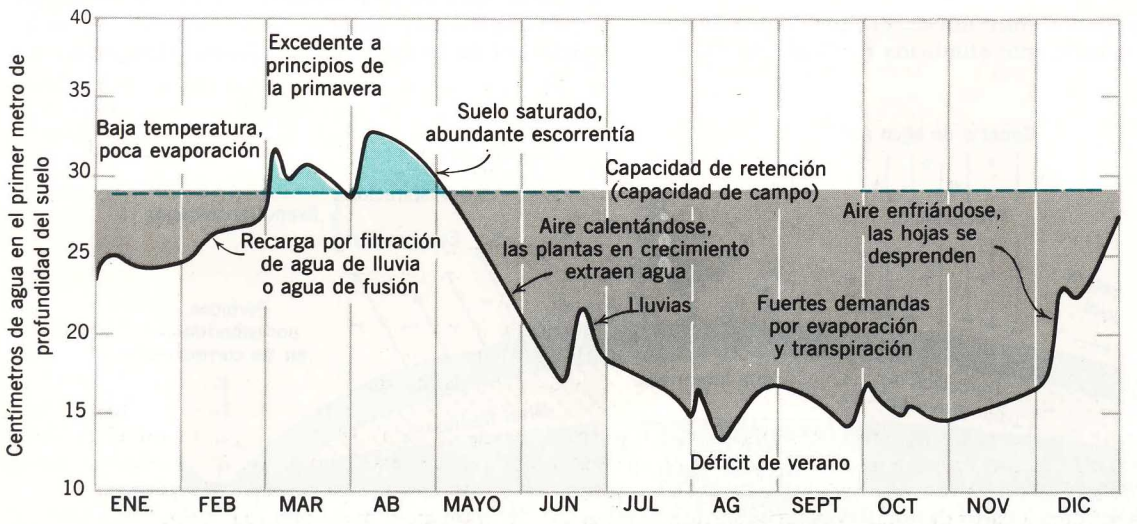

FIGURA 10.7. Típico ciclo anual del agua en el suelo en el Medio Oeste. Este esquema muestra un período de excedente en primavera y un largo período de escasez en verano y principios de otoño (Fuente: Thornthwaite y Mather).

cia de nieves de fusión y lluvias ha restituido el agua del suelo con cantidades excedentes. Por dos meses, la cantidad de agua infiltrada a través del suelo que penetra hasta la zona de saturación, permite que los poros estén prácticamente saturados de agua. Esta es la época del año en que encontramos una tierra blanda y fangosa, tanto circulando por carreteras de tierra como caminando por el campo. Es también la estación con abundante agua de escorrentía pudiéndose observar anegaciones producidas por grandes tormentas y por los ríos. En términos de balance hídrico existe un *excedente de agua.*

Por mayo, el ascenso de las temperaturas, el incremento de la evaporación y el crecimiento de las hojas en la copa de los árboles, trae consigo una mayor evapotranspiración. Ahora, el agua del suelo disminuye por debajo de su capacidad de retención, aunque puede ser restablecida temporalmente mediante fuertes lluvias anormales en algunos años. A mediados de verano nos encontramos con un *déficit de agua* en el balance, a pesar de las intensas tormentas de la época estival, ocasionales y enérgicas, que no pueden compensar las pérdidas de agua por evapotranspiración. Las pequeñas fuentes y arroyos están completamente secos y el suelo deviene duro y seco. Sin embargo, por noviembre, la cantidad de agua en el suelo comienza de nuevo a aumentar, y ello es debido a que la vegetación está en reposo, reduciendo claramente las pérdidas por transpiración al mismo tiempo que la disminución de las temperaturas reduce la evaporación. A finales de invierno, normalmente en febrero, en la localidad de estudio, la capacidad de campo está de nuevo restablecida.

Balance hídrico del suelo

Del ejemplo de los cambios hídricos en la capa edáfica en un único año vamos todavía más lejos hacia un concepto más generalizado: las ganancias, las pérdidas y la retención del agua del suelo están contabilizadas dentro del *balance hídrico del suelo.* La figura 10.8 es un diagrama de flujos que ilustra los componentes de este balance. La *reserva* (S), la cantidad de agua retenida en la zona del agua de infiltración, es incrementada mediante el recargo efectuado por la precipitación (P), pero al mismo tiempo disminuye a través de la evapotranspiración (E). Cualquier *excedente de agua* (R) se dispone para la percolación hacia la zona del agua de saturación o bien para el flujo superficial.

La columna de suelo está supuesta para un área de sección transversal de 1 cm^2. Podemos de este modo utilizar unidades de flujo de carga por unidad de tiempo (por ejemplo cm/mes, o cm/año).

La ecuación del balance hídrico es tal como sigue:

$$P = E + G + R$$

donde P = Precipitación
E = Evaporación
G = Cambios en las reservas de agua
R = Excedente hídrico

Para poder proceder debemos ante todo reconocer dos tipos de evapotranspiración. La primera es la *evapotranspiración real* (E_r), la cual es la proporción real de agua devuelta a la atmósfera a partir del suelo y de la cobertura vegetal. La segunda es la *evapotranspiración potencial* (E_p) que es el flujo de vapor de agua que se establece bajo unas condiciones iniciales ideales como por ejemplo una cobertura vegetal completa con hojas verdes y la no existencia de un ápice de tierra desprovista de ella. La cobertura foliar se supone que se encuentra a una altura uniforme sobre el suelo –tanto si la vegetación es arborescente, arbustiva o herbácea–. Una segunda condición es que haya un adecuado suministro de agua, tal que la retención de este elemento líquido en el suelo sea siempre la misma. Este último punto se podría cumplir de forma natural con una precipitación abundante, o bien de forma artificial, más corriente, por irrigación. Para simplificar los conceptos ponderados que acabamos de definir, podríamos transformarlos en los siguientes axiomas:

"evapotranspiración real" es el *agua destilada* (E_r)
"evapotranspiración potencial" es el *agua requerida* (E_p)

La palabra "requerida" significa la cantidad de agua del suelo que hay que aportar si el crecimiento de la planta se llevase a un máximo nivel en todas las condiciones que ella necesita: radiación solar, temperatura y posibilidad de suministro de nutrientes.

La diferencia básica entre agua utilizada y la necesitada es el *déficit hídrico* del suelo (D). Esta es la cantidad de agua que debe ser suministrada por irrigación para conseguir un máximo crecimiento de los cultivos en un sistema agrícola.

Todos los términos utilizados en el balance hídrico del suelo se expresan en unidades de centímetros de altura de agua, las mismas que las utilizadas para la precipitación. Tan sólo un valor está establecido por adelantado; éste es el de la capacidad de campo: en el balance hídrico que realizaremos aquí, supondremos que el suelo tiene una capacidad de retención de 30 cm.

A fin de estimar el agua mensual necesitada (evapotranspiración potencial) en cualquier localidad del planeta han sido ideados varios y rigurosos métodos. El que emplearemos en este capítulo fue desarrollado por

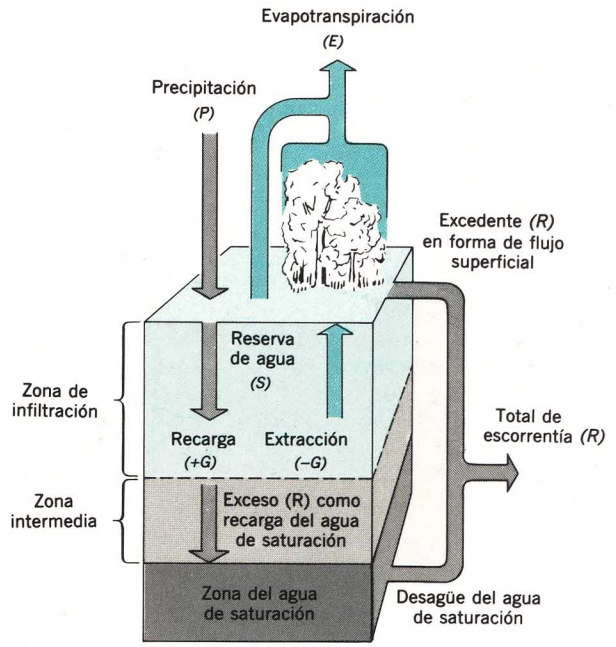

FIGURA 10.8. Esquema del balance del agua en el suelo en una columna de suelo. (Dibujo procedente de A.N. Strahler, *The Earth Sciences,* 2ª ed. Harper & Row Publishers, figura 33.9 Copyrigth 1963, 1971 por Arthur N. Strahler.)

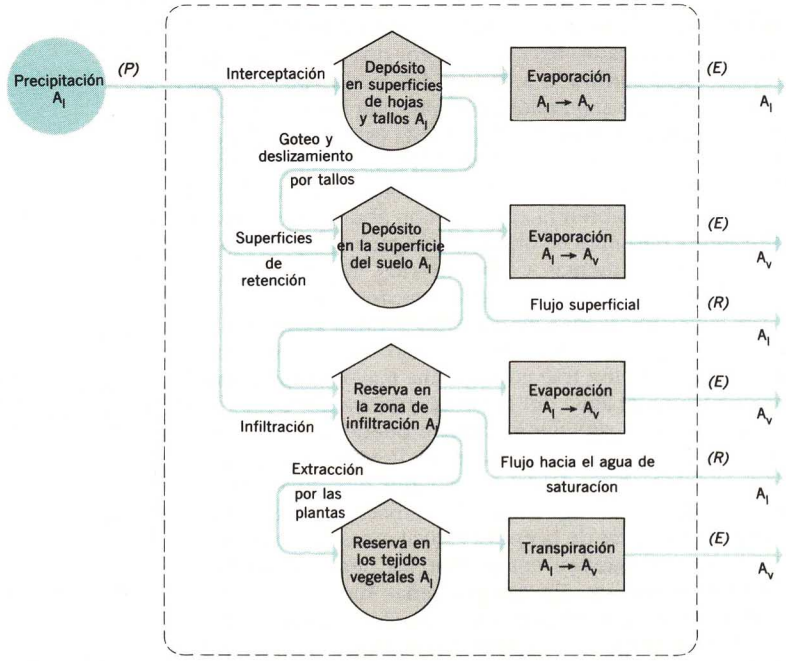

FIGURA 10.9. Esquema del balance del agua en el suelo como un sistema abierto de flujo de materia.

C. Warren Thornthwaite, eminente climatólogo y geógrafo. Está basado en la temperatura del aire, en la latitud y el día que se trate del año. La latitud y la estación del año, determinan la intensidad y duración de la radiación solar recibida en tierra. Por otro lado, el agua requerida es una medida de la máxima capacidad que una superficie continental posee para devolver energía a la atmósfera a través del mecanismo del calor latente bajo unas condiciones definidas de cobertura vegetal y recursos hídricos.

Balance hídrico del suelo como un sistema abierto de flujo de materia

El balance hídrico del suelo puede concebirse como un sistema abierto de flujo de materia tal como está representado en la figura 10.9. La lluvia y la nieve que caen son interceptadas por la cobertura foliar y los tallos, almacenándose en ellos provisionalmente; éstas pueden perderse por evaporación (cambio de estado) o pueden gotear y de esta manera fluir hacia la superficie terrestre. Parte del agua temporalmente almacenada en *superficies de retención,* depresiones sobre la superficie del suelo, puede abandonar el sistema por evaporación, o por escorrentía. A través de la infiltración, el agua se deposita en la zona del agua de infiltración y, volvemos de nuevo, puede abandonarla por evaporación, dejando el sistema. El transporte del agua mediante las raíces de las plantas, es otra forma mediante la cual se reduce la cantidad de agua almacenada. La transpiración dispone de este agua en estado de vapor. Los excedentes hídricos del suelo pueden infiltrarse más hacia el interior a través de la zona intermedia, penetrando en la zona del agua de saturación mediante la cual abandona el sistema a través del flujo de agua que se establece en ella.

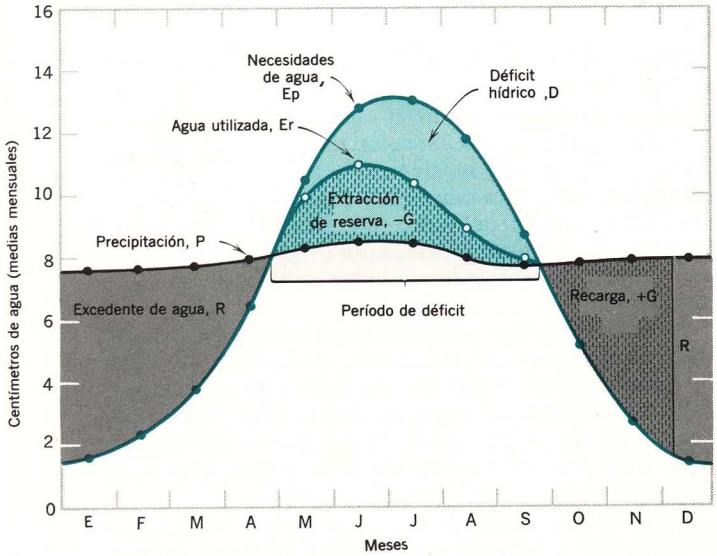

FIGURA 10.10. Presupuesto del agua en el suelo simplificado, típico de un clima húmedo de latitudes medias.

Sencillo presupuesto del agua en el suelo

En la figura 10.10 se expone un sencillo cálculo del *presupuesto del agua en el suelo* para un período de un año. Consiste en una sencilla gráfica en donde los valores medios mensuales están trazados con puntos, unidos por una suave línea. En el ejemplo, la precipitación (P) es muy similar durante todos los meses del año, sin un marcado ciclo anual. Por el contrario, las necesidades hídricas (Ep) muestran un notable ciclo estacional: valores bajos durante el invierno y máximos en verano. Este modelo correspondería a los climas húmedos de latitudes medias.

A principios de año existe un gran excedente de agua (R) dispuesto como escorrentía. En mayo, las condiciones varían pasando a un déficit hídrico. Es durante este mes cuando las plantas comienzan a retirar el agua almacenada en el suelo. La *substracción de agua* (−G) está representada por la diferencia entre la curva del agua utilizada y la curva de la precipitación (−G resulta de la

Tabla 10.1. *Ejemplo simplificado de un presupuesto de agua del suelo*

Ecuación	*P = Er*	*+ G*		*+ R*	*Ep*	*(Ep − Er) = D*
Enero	11,0 = 1,0			+ 10,0	1,0	0,0
Febrero	9,0 = 2,0			+ 7,0	2,0	0,0
Marzo	6,0 = 3,5			+ 2,5	3,5	0,0
Abril	3,0 = 6,0	−3,0			6,0	0,0
Mayo	2,5 = 7,0	−4,5			8,5	1,5
Junio	2,0 = 6,0	−4,0			9,5	3,5
Julio	2,5 = 5,0	−2,5			9,0	4,0
Agosto	4,0 = 4,5	−0,5			7,0	2,5
Septiembre	7,0 = 4,5		+2,5		4,5	0,0
Octubre	9,0 = 3,0		+6,0		3,0	0,0
Noviembre	10,5 = 1,5		+6,0	+ 3,0	1,5	0,0
Diciembre	12,0 = 1,5			+10,5	1,5	0,0
Totales	78,5 = 45,5	−14,5	+14,5	+33,0	57,0	11,5
	78,5 = 78,5					

operación Er−P, cuando Er es mayor que P). En la medida en que continúa la extracción de agua, las plantas reducen la cantidad de líquido utilizado hasta un nivel situado por debajo de sus necesidades óptimas; por ello, sin irrigación, la curva del agua utilizada se separa completamente de la del agua necesitada. La substracción de agua continúa a lo largo del verano finalizando a mediados de septiembre. El área de la gráfica rotulada con "déficit hídrico"(D) representa la cantidad total de agua necesitada por irrigación para asegurar el máximo crecimiento durante el período de escasez. Se calcula por la diferencia entre Er y Ep (D = Ep − Er).

Durante el mes de octubre, la precipitación excede de nuevo al agua necesitada (Ep) pero el suelo debe, antes que nada, absorber una cantidad igual a la perdida por descarga, realizada durante la época estival (−G), de este modo obtenemos un período de *recarga de agua* (+G) proceso que finaliza a mediados de noviembre. En diciembre el suelo ha alcanzado su máxima capacidad (30 cm) de modo que conseguimos de nuevo un excedente hídrico (R) que se prolongará a lo largo del invierno.

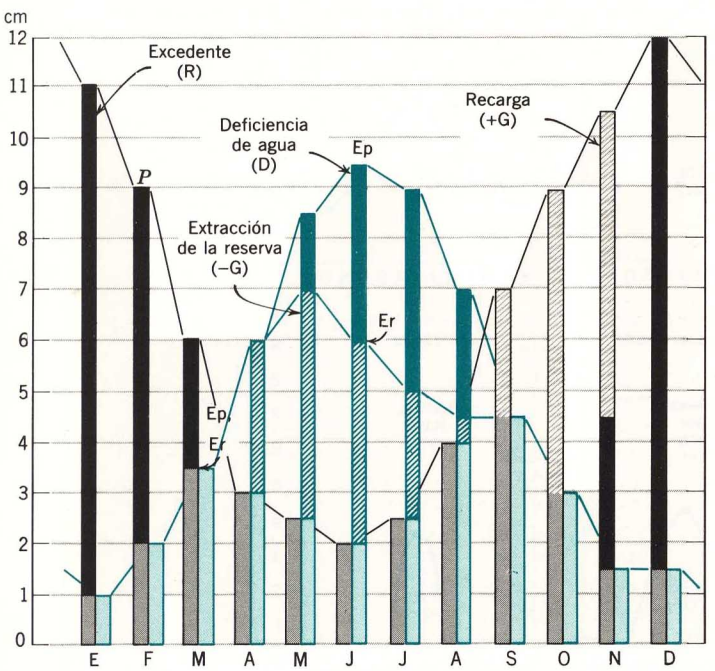

FIGURA 10.11. Modelo de balance de agua en el suelo. Las barras están correctamente proporcionadas a las cifras de la tabla 10.1.

Thornthwaite se preocupó de los problemas prácticos de la irrigación en los cultivos, desarrollando unos cálculos del presupuesto hídrico del suelo y poder así situar la irrigación sobre una base precisa y correcta. El método que adoptó fue aplicado tardíamente por los edafólogos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (U.S Department of Agriculture) en la identificación de diferentes tipos de suelos asociados con los presupuestos hídricos necesarios. El agua requerida (Ep) es una cantidad difícil de cuantificar y para ello se han desarrollado diferentes métodos para determinar su verdadero valor.

En un mundo acuciado por una severa y prolongada escasez alimentaria, los conceptos de Thornthwaite y sus cálculos resultan de un elevado valor a fin de tasar los beneficios que se pueden obtener a través de un incremento en la irrigación. Solamente en unas pequeñas áreas de las zonas tropicales y de las latitudes medias existe una precipitación suficiente para cubrir las necesidades hídricas durante la estación de crecimiento. Al contrario, la zona ecuatorial tiene un vasto excedente hídrico a lo largo de todo el año.

Cálculo de un sencillo presupuesto hídrico del suelo

La tabla 10.1 ofrece unos datos simplificados de un ejemplo hipotético para un presupuesto hídrico del suelo. Las columnas están ordenadas de manera que los términos que aparecen sigan la misma secuencia que en la ecuación del balance hídrico. Los valores están redondeados a múltiplos de 0,5 cm para facilitar la adición y substracción. La figura 10.11 muestra los mismos datos, pero trazados en una gráfica.

Mediante unas sencillas matemáticas hemos calculado el presupuesto hídrico para cada mes individualmente y para el año en su conjunto. Calculadas de forma separada, a la derecha de la tabla encontraremos las diferencias mensuales entre Ep y Er, del que resulta un déficit hídrico (D) de 11,5 cm para el año que es la cantidad de agua que habríamos de suministrar por irrigación en promedio durante este tiempo, a fin de mantener completamente el valor de Ep. La importancia del cálculo del presupuesto hídrico en la estimación de las necesidades para irriga-

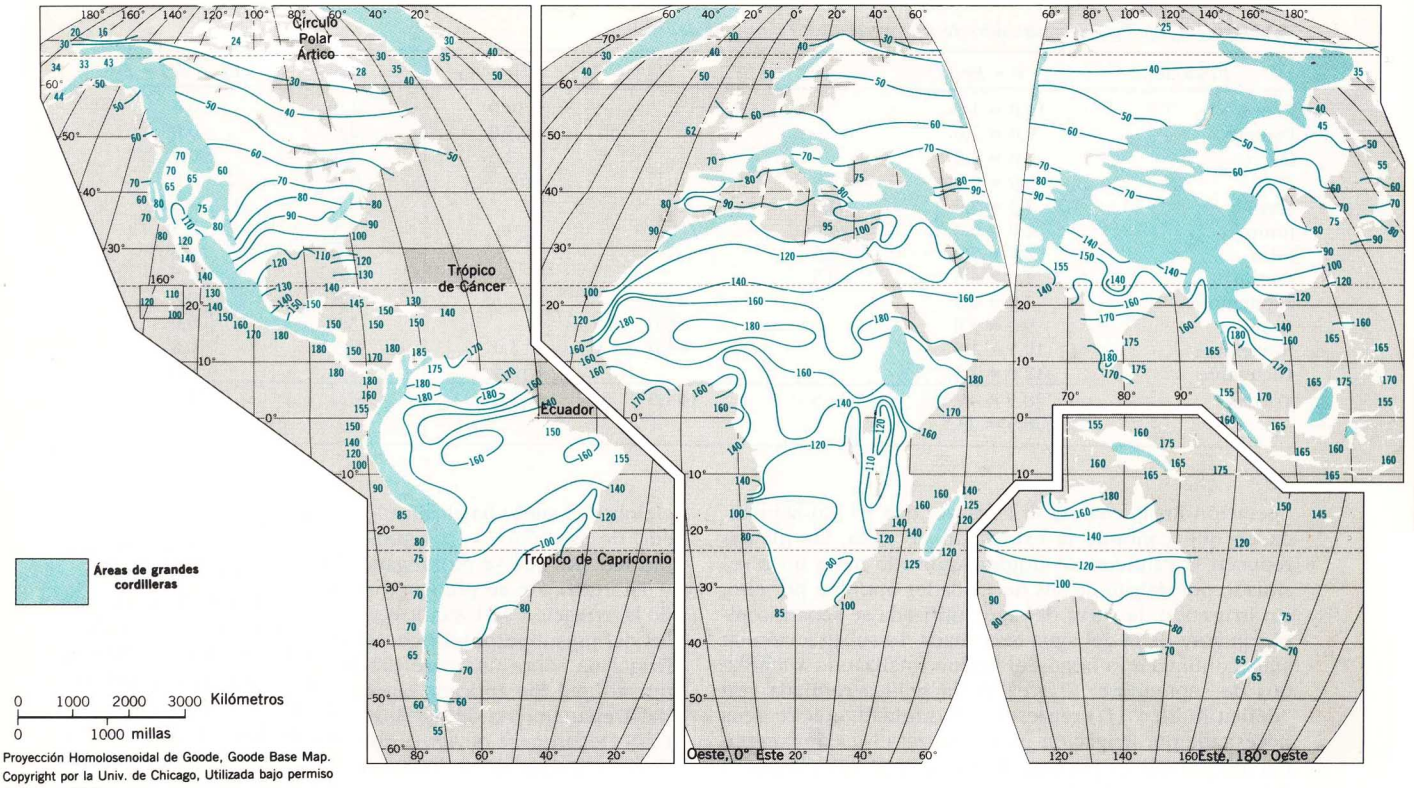

FIGURA 10.12. Mapamundi de los requerimientos hídricos anuales (evapotranspiración potencial). (Datos de C.W. Thornthwaite Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J. Basado en el mapa base de Goode.)

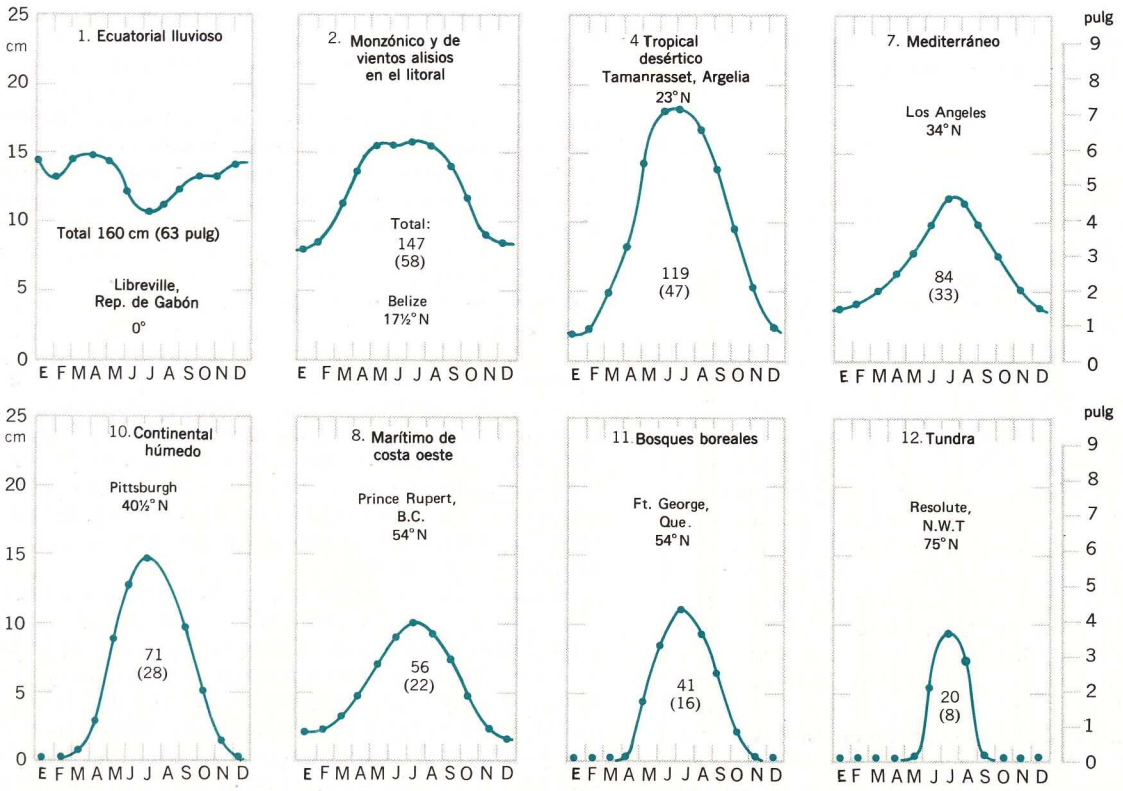

FIGURA 10.13. Algunos ciclos de "requerimientos de agua"anuales (evapotranspiración potencial) de una amplia diversidad de zonas latitudinales (Fuente: C.W. Thornthwaite Asociados).

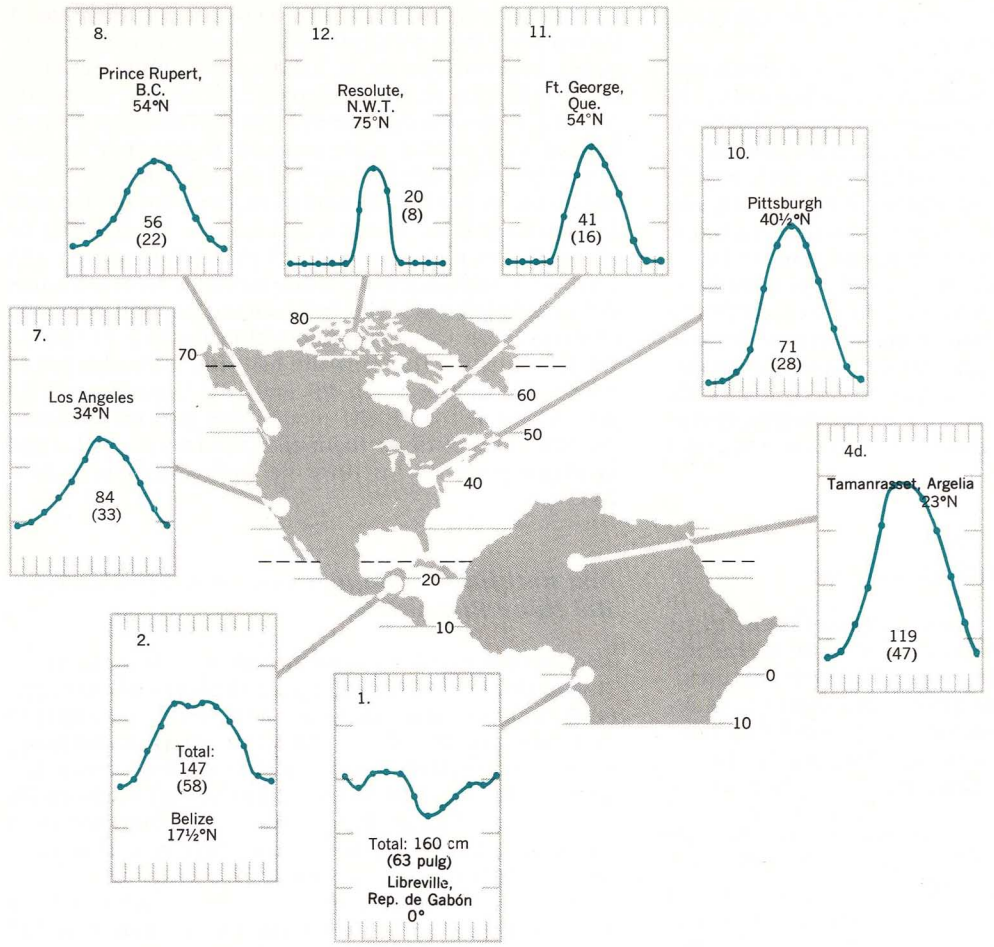

FIGURA 10.14. Localización de cada una de las estaciones de la figura 10.13. (Basado en el mapa base de Goode.)

ción de cultivos resulta obvia. También hemos calculado el excedente anual (R = 33 cm). Esta información puede ser utilizada para realizar estimaciones de la recarga del agua de saturación y la escorrentía de las corrientes. De esta forma puede hacerse una valoración de los recursos potenciales de agua de una región, una variable muy importante en la planificación del desarrollo económico y utilización de los recursos regionales.

Variación de los requerimientos hídricos a nivel terrestre

La figura 10.12 es un mapamundi correspondiente a los valores medios mensuales de los requerimientos hídricos (Ep, evapotranspiración potencial) calculados mediante el método de Thornthwaite. Las isopletas se expresan en centímetros por año y generalizan mucho, además de que están suprimidas las zonas montañosas. Lo que realmente hay que tener en cuenta es el modelo general de disminución, a medida que nos aproximamos a los polos, de Ep, desde unos elevados promedios en las zonas ecuatoriales y tropicales a valores muy bajos en la zona ártica. Un segundo hecho importante de destacar lo constituye el efecto de los desiertos, que producen valores anormalmente altos en comparación con las áreas de clima húmedo cuyas temperaturas son moderadas debido a la existencia de una cobertura vegetal y por la precipitación.

Las figuras 10.13 y 10.14 ilustran el efecto de la latitud en el ciclo anual de las necesidades de agua. Tanto el ciclo térmico como el de insolación quedan reflejados en ellos. Cada gráfica ha sido denominada según el clima, de acuerdo con la clasificación expuesta en el capítulo 9.

En el clima lluvioso ecuatorial (1), los requerimientos hídricos son elevados a lo largo del año con un total superior a 150 cm. Para los climas monzónico y de vientos alisios en el litoral (2), en la zona tropical, existe un pronunciado ciclo anual pero también con unas elevadas necesidades de agua: casi 150 cm. En el clima desértico tropical (4d) el ciclo está muy desarrollado y el total de necesidades asciende hasta los 127 cm. En latitudes medias, en la costa oeste, el clima mediterráneo presenta un ciclo muy bien desarrollado, si bien los valores mensuales de exigencias hídricas todavía permanecen elevados a lo largo de los suaves inviernos. En el clima húmedo continental (10) los meses de invierno no presentan requerimientos de agua, pero en verano poseen un elevado máximo, con un valor de 75 cm. En el clima marítimo de costa oeste (8) a pesar de estar vinculado al océano Pacífico tiene unas necesidades de agua sustanciales durante el invierno debido a la suavidad de sus temperaturas. Mucho más hacia el norte, en los climas forestales boreales (11) el número de meses con nulos requerimientos de agua es de 6, y el valor anual disminuye hasta tan sólo 40 cm. Al norte del Círculo Polar Ártico el clima de tundra (12) muestra nueve meses consecutivos de invierno sin necesidades de agua y con, solamente, un

pequeño máximo estival. La necesidad total de agua es la menor de todos los ejemplos: 20 cm.

Los detalles en estos ejemplos no son importantes; tenemos que observar las tendencias que presentan. El total de exigencias hídricas anuales disminuye desde un máximo valor en la zona ecuatorial, hasta un mínimo en el Ártico. Al mismo tiempo, el ciclo anual deviene más marcado a medida que nos acercamos al Polo; en cuanto el frío del invierno realiza sus efectos más pronunciados, el número de meses sin necesidades de agua se incrementa. Naturalmente, cuando el agua del suelo está helada, el crecimiento de las plantas es nulo, de esta forma se puede observar que la estación de crecimiento vegetal se halla bien reflejada en las gráficas de requerimiento hídrico. También cabe observar que las necesidades de agua persisten, durante el invierno, en las franjas costeras occidentales (litorales) en contraste con las regiones del interior.

El balance hídrico del suelo: base de una clasificación climática

El balance hídrico del suelo de C.W. Thornthwaite es un método preciso y cuantitativo en cuanto a la utilización de datos de observatorio, de medias mensuales de precipitación y temperatura, que sirven para obtener los requerimientos de agua. El balance hídrico del suelo nos ofrece la oportunidad de iniciar una clasificación climática cuantitativa. La clasificación climática de Köppen, tal como ya detallamos, ha tenido una gran aceptación y estimación, desde hace bastantes décadas, por los geógrafos, puesto que utiliza definiciones cuantitativas precisas de los diferentes tipos climáticos, basadas en los promedios de temperaturas y precipitación. Pero ante ésta, una clasificación climática basada en el balance hídrico presenta ciertas ventajas. En primer lugar, el método de Thornthwaite da una información directa de la valoración de las condiciones favorables o desfavorables para el crecimiento de las plantas –tanto si son vegetación natural o si son cultivos–. En segundo lugar el balance hídrico del suelo ha sido recientemente adoptado por los edafólogos en un sistema moderno de clasificación del suelo, el cual se presentará en los capítulos 22 y 23. De este modo, un balance hídrico cuantitativo para la climatología, es una necesidad. El sistema de Köppen no puede suplir esta necesidad, de forma que no puede ser utilizado en el sistema completo de clasificación de los suelos de EE.UU.

Ofrecemos aquí una clasificación climática basada en el reconocimiento de diferentes regímenes hídricos en los suelos. Todo lo que se requiere para su establecimiento es una gama de definiciones. La clasificación conserva las trece clases de climas reconocidos en el capítulo anterior, basadas en regiones manantiales de masas de aire y zonas frontales. Los nombres de los trece tipos continúan siendo válidos y tan sólo se ha cambiado el esquema de referencia. El nuevo armazón de referencia, de características cuantitativas, simplemente refuerza el marco descriptivo y explicativo ya establecido.

Fuente de datos

Una clasificación climática basada en el balance del agua en el suelo requiere de una amplia base de datos de observatorio, recogidos de forma continua y durante largos períodos de tiempo. Estos datos son los referentes a las temperaturas y precipitaciones medias mensuales. Nosotros haremos uso de la información publicada sobre balance hídrico en los diferentes continentes, preparada por el Laboratorio de Climatología de Centerton (Nueva Jersey) que estaba antiguamente regido por el Dr. Thornthwaite. Sobre un período de trece años, el personal de dicho laboratorio realizó un cómputo del balance hídrico de más de 13.000 estaciones. La información de observatorios representativos ha sido publicada en una serie de 8 volúmenes que cubre todas las áreas terrestres del mundo habitado. Esta información fue utilizada en la confección de los mapamundis climáticos de la Lámina C2. Los datos de Thornthwaite han sido utilizados por el Servicio de Conservación del Suelo del Departamento de Agricultura de los EE.UU., como base para un reconocimiento de los distintos regímenes hídricos asociados con la mayor parte de los tipos de suelos (capítulos 22 y 23).

Las necesidades de agua como un indicador del calor disponible

Nuestros tres grandes grupos climáticos –I bajas latitudes, II latitudes medias y III altas latitudes– pueden configurarse como una base cuantitativa utilizando el concepto de requerimiento hídrico total anual, Ep. De forma general, el valor que tiene Ep se va matizando desde unas altas tasas, en las bajas latitudes, hasta unos mínimos en las zonas árticas. Esta gradación refleja la disminución de la radiación anual neta y de las temperaturas medias anuales, a medida que nos aproximamos a los polos.

Los climas de bajas latitudes, Grupo I, corresponden a aquellos climas con un total anual de Ep mayor de 130 cm. Este criterio se aplica rigurosamente a los climas secos tropicales (4) y a los climas tropicales secos y húmedos (3); pero Ep puede ser algo inferior (mínimo 110 cm) en alguna parte del clima ecuatorial lluvioso (1), así como en el monzónico y de vientos alisios en el litoral (2). En nuestro mapamundi climático, Lámina C2, los límites hacia el polo de los climas 3 y 4 están basados en la isopleta de 130 cm de Ep. Ello es particularmente importante en el momento de poder discernir el clima seco tropical (4) del clima seco subtropical (5) del norte de África, Norteamérica, Australia, Sudamérica y Sudáfrica.

Los climas de latitudes medias, Grupo II, son aquellos que presentan una evapotranspiración total anual que oscila entre 130 cm y un valor mínimo de 52,5 cm. De esta manera, el límite septentrional de los climas de este grupo sigue la isopleta 52,5 cm de Ep. Esto lo hallamos tanto en Norteamérica como en Eurasia separando el clima húmedo continental (10) del clima de bosques boreales; más hacia el sur hallaríamos bosques de hoja caduca y las praderas de los climas más cálidos.

Los climas de altas latitudes, Grupo III, presentan un total de necesidades hídricas anuales, Ep, menor de 52,5 cm. Este valor incluye el clima de bosques boreales (11), el clima de tundra (12) y el clima de casquete glacial (13). De este modo, el límite entre el primero y el segundo (11 y 12) corresponde a la isopleta 35 cm. Es la línea que marca el límite septentrional de los bosques boreales en Norteamérica y Eurasia.

La figura 10.15 es un esquema en donde se indican los límites de los tres grandes grupos climáticos en términos de necesidades de agua anual, Ep. La componente hori-

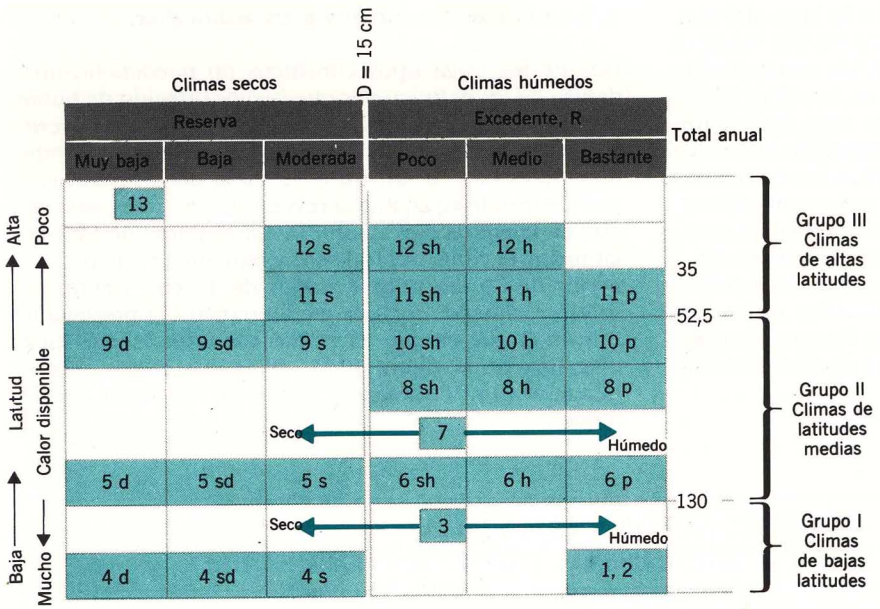

FIGURA 10.15. Diagrama esquemático de los climas del mundo en función de las necesidades hídricas, y el grado de humedad y sequedad.

zontal, abscisas, expresa la disponibilidad de calor por parte de las plantas en la biosfera. El segundo ingrediente climático, disponibilidad de agua en el suelo, está expresado mediante columnas verticales y corresponde a los conceptos de escasez de agua, déficit (D), reserva de agua (S), y excedentes hídricos (R). Volveremos próximamente a las definiciones de tipos climáticos en términos de disponibilidad de agua en el suelo.

Definición de climas secos y húmedos

Un paso esencial, en cuanto a nomenclatura, a establecer en una clasificación climática basada en el balance hídrico consiste en la distinción precisa entre un clima seco y otro húmedo. Un *clima seco* es aquel en el que la escasez de agua total anual, D, es de 15 cm o mayor, al mismo tiempo que no existen excedentes del elemento líquido. Un *clima húmedo* es aquel en el que el déficit total anual de agua, D, es menor de 15 cm. (No es necesario que existan excedentes de agua en este tipo de climas.) Ambas definiciones nos permiten trazar los límites entre ambos climas pudiendo observar, luego, que la isopleta 15 cm, D, coincide en las latitudes medias con los límites entre la estepa (praderas de hierba baja) y las praderas de hierbas altas.

Dentro de los climas secos podemos definir con clarividencia tres grados de sequedad (aridez) según los valores mensuales de aprovisionamiento de agua. Recordemos que el sistema de Thornthwaite de cálculo del presupuesto de agua, adopta un valor específico de capacidad de retención (30 cm). Los valores de las reservas de agua (S) pueden oscilar, entonces, entre los 0 y los 30 cm. Los valores de S son nulos, o próximos a cero, a lo largo del año en lugares de desiertos muy secos. En climas muy húmedos, S suele tener un valor de 30 cm o próximo a él, todos los meses del año.

La tabla 10.2 define los tres niveles de aridez entre los climas secos que forman los tres subtipos climáticos explicados en el capítulo 9.

Los límites entre cada uno de los tres subtipos están definidos en el mapa climático mundial, Lámina C.2, de acuerdo con estas definiciones. Las áreas que entran en cada subtipo están designadas por un color diferente que varía desde el marrón claro al amarillo pálido. Dentro de la categoría de los climas secos entran tres tipos, que están representados en el mapa con los números 4, 5 y 9.

Tabla 10.2. *Definición de los subtipos climáticos*

Símbolo	*Nombre*	*Definición*
s	Subtipo semiárido (Subtipo de estepa)	La reserva de agua, S, es por lo menos, equivalente o supera los 6 cm
sd	Subtipo semidesértico	Menos de dos meses superan los 6 cm de reservas de agua, pero al menos un mes, S es mayor de 2 cm
d	Subtipo desértico	No tenemos ningún mes que S supere los 2 cm
sh	Subtipo subhúmedo	La deficiencia de agua, D, es mayor que cero, pero menor de 15 cm, cuando no existe excedente de agua, R. O dicho de otra forma, D es mayor que R, cuando R no es cero
h	Subtipo húmedo	R es 1 mm o mayor, pero menor de 60 cm (R es siempre mayor que D)
p	Subtipo perhúmedo	R es mayor o igual a 60 cm

Subdivisiones de los climas húmedos

El grado de humedad de estos climas puede extenderse en una amplia gama de posibilidades, desde los climas sin excedente hídrico, R, hasta los que presentan un gran exceso. Nuestro sistema utiliza tres niveles de humedad

basados en el excedente hídrico total a lo largo del año, R, y que están claramente definidos por los tres subtipos climáticos ya descritos en el capítulo 9. Las características de cada uno de ellos están indicadas en la tabla 10.2.

Los límites de separación de cada uno de los tres subtipos se muestran en el mapa climático de la Lámina C.2, mediante la asignación de una diferente intensidad en el color, que oscila entre el claro y el oscuro. Observad que estos subtipos están reconocidos solamente para los climas húmedos de latitudes medias y altas latitudes.

El diagrama de la figura 10.15 muestra los subtipos climáticos de los climas secos y húmedos ordenados desde el que presenta un mayor déficit de agua (izquierda) hasta el que tiene mayor excedente de este elemento (derecha).

Climas con estaciones muy húmedas

Dos de los trece tipos climáticos no pueden incluirse dentro de las definiciones que hemos ofrecido de humedad o sequedad. Sin embargo, ambos poseen unos períodos estacionales muy húmedos que alternan con otros muy secos cuyo resultado es, o bien, unos sustanciosos excedentes de agua, R, o al revés, unas enormes deficiencias en cuanto a este fluido, D. En el grupo de las bajas latitudes, el clima tropical seco y húmedo (3), tiene un D mayor de 20 cm y un R mayor de 10 cm. Dentro del subtipo húmedo, el clima mediterráneo (7) presenta un D y un R que excede en ambos casos los 15 cm. En el diagrama de la figura 10.15, estos dos climas secos y húmedos (3 y 7) alternan entre los dos extremos, secos y húmedos.

CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA A PARTIR DE LOS PRESUPUESTOS HÍDRICOS* DEL SUELO

GRUPO I: CLIMAS DE BAJAS LATITUDES

1. Clima ecuatorial lluvioso

Este clima cálido y húmedo se ubica en la zona ecuatorial. La precipitación, P, es muy elevada a lo largo del año, excediendo, en casi todos los meses, las necesidades hídricas, Ep. El resultado de ello es un sustancioso excedente, R, durante el período anual. La reserva, S, suele ser elevada en todo momento y generalmente sobrepasa los 25 cm en diez meses o más. Para muchos observatorios, S tiene un promedio de 30 cm a lo largo del año.

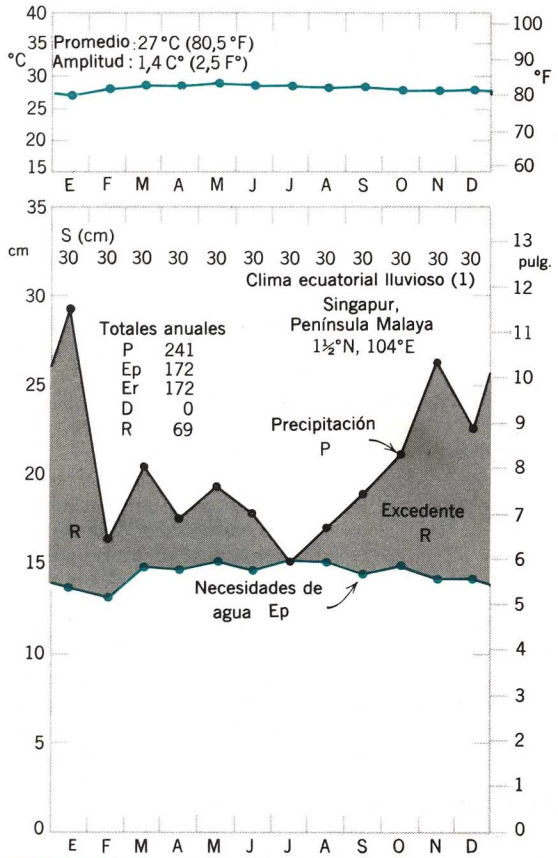

FIGURA 10.16. Presupuesto hídrico del suelo para Singapur, Península Malaya, lat. 1° 30' N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.)

Ejemplo: Singapur (Península Malaya), lat. 1° 30' N (figura 10.16). La precipitación, P, es abundante cada mes, siendo la menor cantidad recogida de 15 cm, y la mayor 29 cm. El total anual registrado es, por ende, muy elevado: 240 cm. En lo que hace referencia a Ep, presenta unos valores mensuales elevados pero uniformes, calculándose valores que oscilan entre 13 y 15 cm. El total anual de evapotranspiración potencial es muy elevado: 172 cm. P es mayor que Ep en casi todos los meses, pues julio escapa a la regla. De este modo tenemos 11 meses con excedente hídrico, R, con un total anual de 70 cm. No hay escasez o déficit, D, en ningún mes; más aún, las reservas de agua están en óptimas condiciones, 30 cm, cada mes. Resulta obvio que se den buenas condiciones para el crecimiento de las plantas a lo largo del año en esta localidad. La pluviisilva es la vegetación natural de estas regiones. El flujo de los lechos de los ríos es abundante durante el período anual.

2. Climas monzónicos y de vientos alisios en el litoral

Son climas cálidos y muy húmedos pero que presentan su máxima pluviosidad durante una estación (generalmente cuando el sol está en su posición más elevada), y un corto período de reducida precipitación (cuando el sol está bajo). Este ciclo está representado por el sistema monzónico del sudeste de Asia. Durante la corta estación seca se desarrolla un pequeño déficit hídrico, D. Las necesidades de agua, Ep, exceden los 4 cm cada mes, o lo que es igual, el total anual de este concepto supera los 130 cm. Durante los meses lluviosos se genera un amplio excedente hídrico, R. La reserva de agua, S, es mayor de 20 cm en 6 o 9 meses consecutivos.

Ejemplo: Aparri (isla de Luzón, en el archipiélago de las Filipinas), lat. 18° N (figura 10.17). Esta estación litoral afectada por los vientos alisios muestra un importante ciclo de precipitación anual, con un máximo que se presenta en el período en el que el sol está en su cenit y que constituye la estación húmeda de este clima. P es mayor de 25 cm durante

*Las definiciones y límites climáticos están resumidos en el Apéndice I.

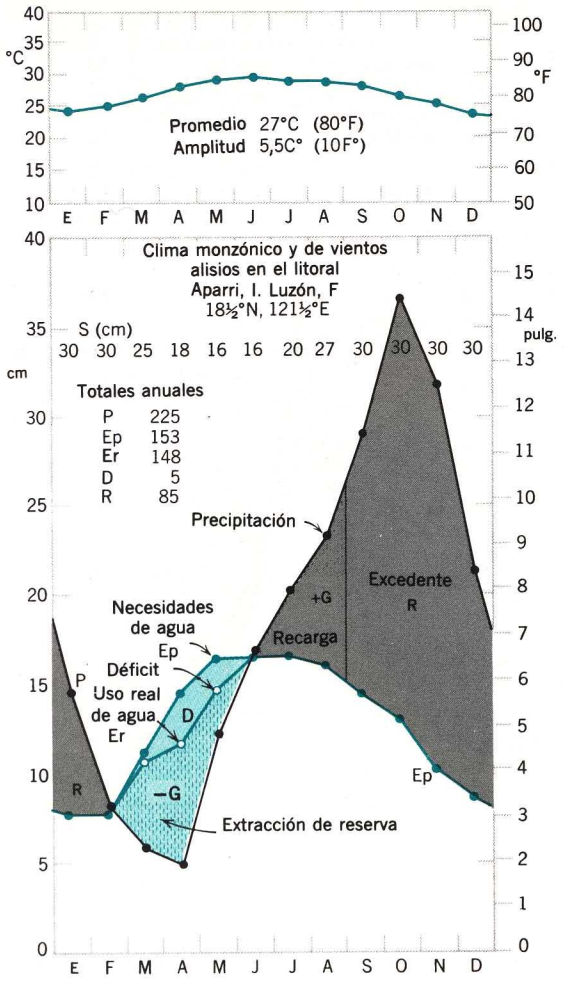

FIGURA 10.17. Presupuesto del agua del suelo para Iparri, isla de Luzón, Archipiélago de las Filipinas, lat. 18° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

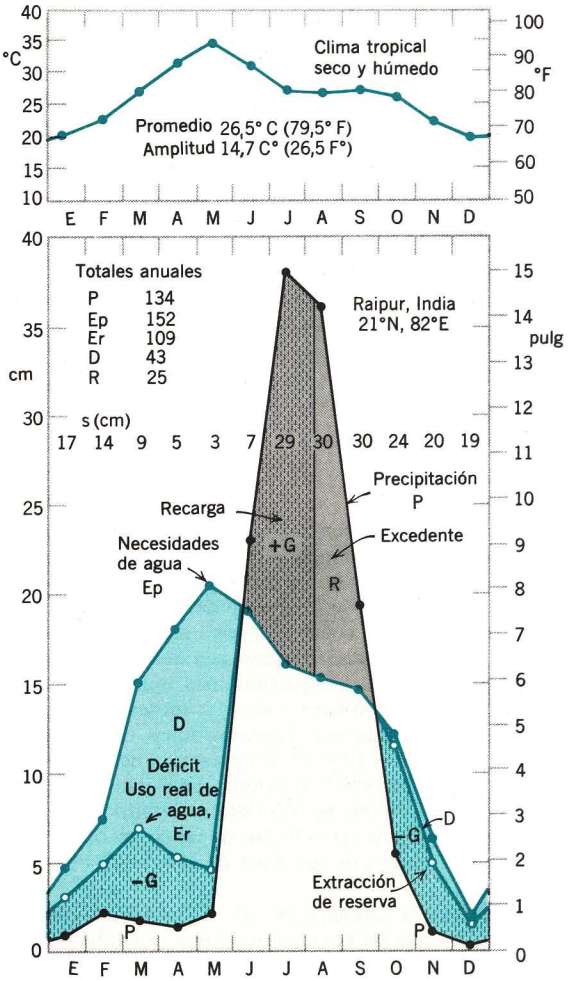

FIGURA 10.18. Presupuesto hídrico para Raypur, Madhya Pradesh (India), lat. 21° N. (Datos procedentes de X.W. Thorntwaite y Asociados Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.)

tres meses consecutivos. En el período que el sol está bajo, cuando el ZCIT se halla en el hemisferio Sur, se desarrolla un período con menor pluviosidad, P es en este período menor de 10 cm durante tres meses consecutivos. El ciclo anual en cuanto exigencias de agua, Ep, es muy pronunciado, con unos máximos valores que se presentan entre mayo y agosto, período sin un máximo de precipitación, y que desarrollará en consecuencia un corto tiempo con déficit de agua que sucederá en mayo, junio y julio. Cuando P supera Ep se inicia un período de recarga que durará hasta septiembre, momento que volvemos a encontrar un excedente. El total de R es muy elevado: 85 cm. La reserva hídrica, S, es de 30 cm en seis meses consecutivos (de septiembre a febrero). Los menores valores mensuales de S, cerca de 16 cm, los hallamos en mayo y junio, es decir, el breve momento con escasez de agua. De este modo, a pesar de una corta estación seca, el agua es suficiente para mantener el crecimiento de la vegetación. La selva progresa en este ambiente y los cursos de agua adquieren caudales de inundación en la estación húmeda, mientras que en la estación seca disminuyen enormemente.

3. Clima tropical seco y húmedo

Este clima de la zona ecuatorial está caracterizado por la existencia de una estación muy húmeda que alterna con una estación muy seca. La estación húmeda, o monzón de las lluvias, sucede en el período que el sol está en lo alto; el período de sequedad ocurre cuando el sol está bajo. Las necesidades hídricas, Ep, exceden los 4 cm cada mes, lo que resulta un total anual de 130 cm. Existe un importante excedente de agua, R, que se da durante la estación lluviosa; del mismo modo, tenemos una importante escasez de agua, D, durante la estación seca. R es 10 cm o mayor; D es 20 cm o más. La reserva de agua supera los 20 cm en cinco meses o menos.

Ejemplo: Raipur, Madhya Pradesh (India), lat. 21° N (figura 10.18). Dominada por el sistema monzónico asiático, Raipur muestra una estación muy húmeda cuando el sol llega a su cenit, con un valor P superior a 20 cm en cuatro meses consecutivos (de junio a septiembre) que suman todos ellos juntos 117 cm, es decir, un 87 % de la lluvia total anual. Durante la larga y fría estación seca, que dura siete meses seguidos, P es menor de 3 cm; el ciclo anual de requerimientos hídricos, Ep, está fuertemente desarrollado, con un total anual muy elevado (152 cm). Debido a que estos valores de Ep, en el mismo instante que P también es bajo (en marzo, abril y mayo) se acumula un gran déficit hídrico D (43 cm). Este período de escasez coincide además con la estación calurosa. La recarga, + G, se lleva a cabo en junio y julio de

forma que en agosto contamos ya con un excedente de agua, R. Sin embargo, R en su total anual sólo suma 25 cm, un valor que es la mitad del valor D. Esta proporción entre D y R (cerca de 2 a 1) es normal en este tipo de clima. La reserva de agua, S, es mayor de 20 cm durante cinco meses consecutivos (de julio a noviembre) consiguiendo 30 cm (capacidad de campo) en agosto y septiembre. El período con valores elevados de S es la estación con mayor crecimiento de la vegetación. El largo período de sequía obliga a la vegetación a adaptarse a niveles de agua muy bajos en el suelo. Las hierbas, árboles de hoja caduca y ciertos arbustos pueden sobrevivir a las condiciones extremas de este clima. El flujo de los cursos fluviales es importante durante la estación húmeda, con casos de inundaciones o de grandes avenidas, pero durante la estación seca las corrientes pueden llegar a secarse o reducir en gran medida su caudal.

4. Clima seco tropical

Es un clima seco que térmicamente oscila entre cálido y caluroso, y que se halla ampliamente extendido en la zona tropical. Las extensas áreas de verdadero desierto (4d) localizados sobre los trópicos de Cáncer y de Capricornio están bordeadas en el costado ecuatorial por unas estrechas fajas paralelas de los subtipos climáticos semidesértico (4sd) y semiárido (estepa, 4s). Los requerimientos hídricos anuales, Ep, superan los 130 cm, o bien, todos los meses superan los 4 cm, o ambas cosas a la vez. Extensas zonas del norte de África, entre las latitudes 10 y 20° N, tienen un total de Ep que se sitúa entre 160 y 180 cm, con valores mensuales a lo largo del año superiores a 10 cm. Se reconoce un subtipo desértico especial (4dw) sobre una estrecha faja de las costas occidentales que tienen influencia de una capa de aire fresca marina.

Ejemplo: Khartoum (Sudán), lat. 15° 30' N (figura 10.19). Khartoum está situada en el corazón de una inmensa área de clima desértico tropical (4d) que se extiende por el norte

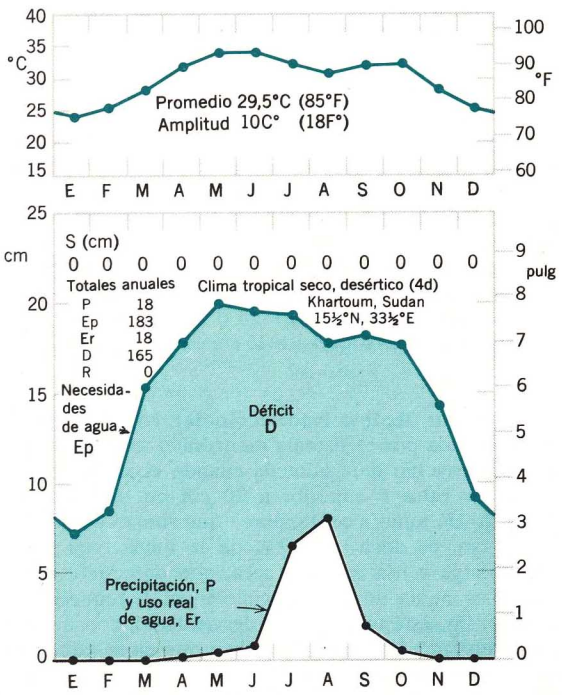

FIGURA 10.19. Presupuesto hídrico para Khartoum (Sudán) lat. 15° 30' N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

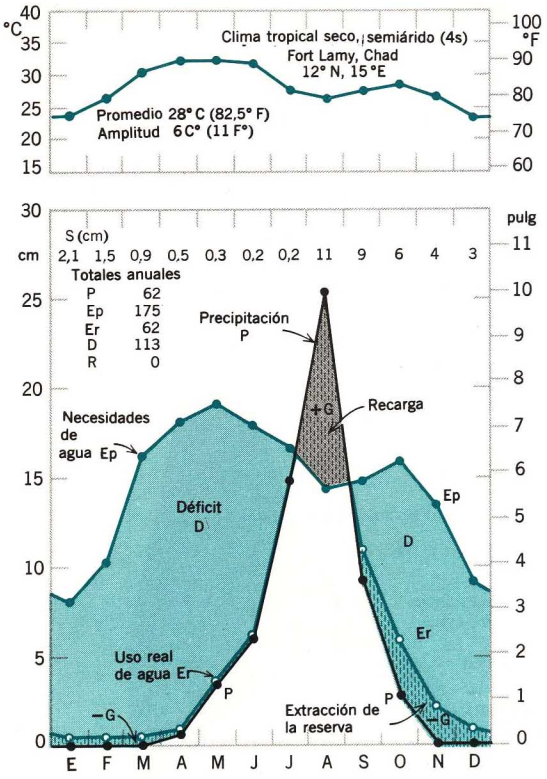

FIGURA 10.20. Presupuesto hídrico para Fort Lamy (Chad) lat. 12° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

de África y la Península Arábiga. El total anual de necesidades de agua, Ep, es muy elevado situándose en los 183 cm, al mismo tiempo que presenta un ciclo muy desarrollado, con unos valores mensuales que superan los 7 cm. Los meses que superan los 15 cm de este concepto son siete, todos ellos consecutivos, que coinciden con el período con temperaturas más elevadas. La precipitación P, muestra un claro máximo en julio y agosto con más de 6 cm para cada uno de ellos. Sin embargo, el total anual de P es de tan sólo 18 cm. Obsérvese que el agua utilizada, Er, es idéntica a P en cada mes. También cada mes muestra un sustancioso valor de déficit hídrico, D. El total anual de D es muy elevado: 165 cm. La reserva de agua, S, es cero a lo largo del año. Pocas plantas pueden sobrevivir a estas extremas condiciones de sequedad y calor, a excepción de aquellas que están adaptadas para aprovechar, a partir de las lluvias de julio y agosto, el agua de las capas superiores escasamente humedecidas.

Ejemplo: Fort Lamy (Chad), lat. 12° N (figura 10.20). Fort Lamy se sitúa en una estrecha franja de estepa tropical (4s), subtipo climático que atraviesa el norte de África de oeste a este; yace en la zona inmediatamente próxima al cinturón de clima tropical seco y húmedo (3). El total de precipitación anual, P, es de 62 cm que se recoge, la mayor parte, en la corta estación lluviosa que tiene su máximo en agosto y cuya media mensual es de 25 cm. El total de requerimientos de agua es muy elevado (175 cm) y muestra un ciclo anual similar al de Khartoum, con una clara disminución en el mes de agosto que coincide con el breve período de lluvias. Debido a que durante el citado mes "P" supera a "Ep" con un margen bastante considerable, se recarga el agua del suelo, + G, que alcanza durante este mes una proporción de 11 cm, aproximadamente. El resto del año se observa una pequeña extracción mensual

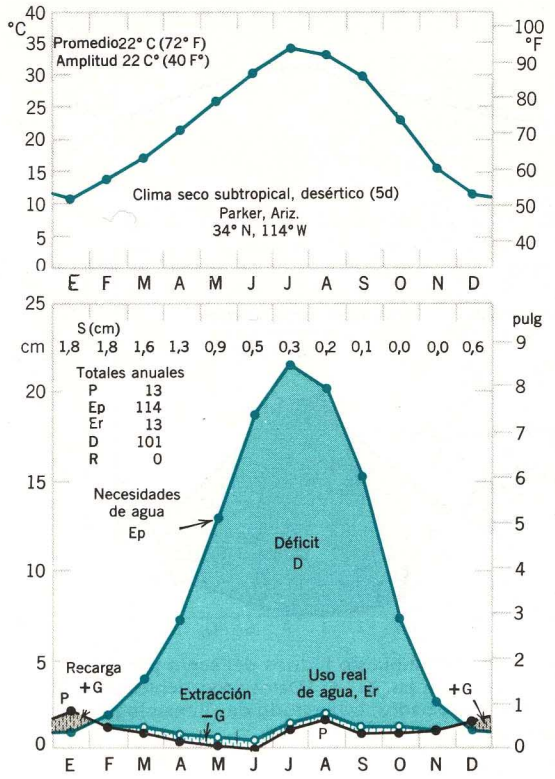

FIGURA 10.21. Presupuesto hídrico del suelo para Parker (Arizona), lat. 34° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

de las reservas hídricas del suelo. El déficit de agua, D, es elevado en la mayoría de los meses con un importe total anual de 113 cm. No se crea un excedente hídrico R. La reserva de agua, S, supera los 6 cm en dos meses seguidos (agosto y septiembre). Este criterio establece este subtipo climático como semiárido o de estepa (4s). En las praderas de la sabana tropical, la vegetación natural de este clima puede sostener un pastoreo limitado y algún cultivo de cereal sin regadío. De año a año, las variaciones en cuanto a la precipitación son grandes por lo que la ocupación humana es arriesgada.

GRUPO II: CLIMAS DE LATITUDES MEDIAS

5. Clima seco subtropical

Este clima corresponde a un tipo seco de transición entre el clima seco tropical (4) y el clima seco de latitudes medias (9). Ocupa una franja geográfica intermedia entre ambos climas. Las necesidades de agua, Ep, del mes más fresco es menor de 4 cm, pero superior a 0,7 cm. El total anual de este término es menor de 130 cm. Se reconocen dentro de este clima los subtipos semiárido (5s), semidesértico (5sd) y desértico (5d).

Ejemplo: Parker (Arizona), lat. 34° N (figura 10.21). Localizado en el río Colorado, Parker se ubica en el subtipo desértico (5d) del clima seco subtropical. Existen ciertas diferencias características entre este clima y el desértico tropical (4d) ilustrado por la gráfica de Khartoum (figura 10.19). El total anual de necesidades de agua, Ep, es de 114 cm, mucho menor que en Khartoum y bastante por debajo del límite de 130 cm que separa ambos climas. El ciclo anual de Ep está marcadamente desarrollado con un notable máximo estival. En la estación fría, Ep disminuye mensualmente a sus valores mínimos (1 cm) sobre todo en diciembre y enero –mucho más bajos que en los climas secos tropicales–. La precipitación, P, con un total de 13 cm muestra dos máximos característicos: 1) máximo en la estación fría cuando las borrascas de latitudes medias atraviesan la región; y 2) un máximo estival, cuando las masas de aire marítimo tropical que penetran desde el Golfo de México, o el de California provocan tormentas. P supera a Ep por un pequeño margen en diciembre y enero, permitiendo que haya una pequeña cantidad de recarga (+G). Este agua es utilizada en poca cantidad mensual el resto del año. El déficit hídrico, D, es muy elevado, no permitiendo la existencia de excedente alguno, R. Tal como es menester en el subtipo desértico, la reserva de agua S no excede los 2 cm en cada mes.

6. Clima subtropical húmedo

Clima húmedo caracterizado por un moderado excedente hídrico, R, y un pequeño déficit estacional, D. El ciclo anual de Ep es marcadamente estacional con valores netos bajos en invierno. Ep es inferior a 4 cm en, al menos, un mes y en todos los meses tiene un valor de por lo menos 0,8 cm. De esta forma en el mes más frío la media térmica no está por debajo de los 0° C. En el subtipo subhúmedo (6sh) D es mayor que cero pero menor de 15 cm cuando R es cero. Digámoslo de otra manera, D es mayor que R, cuando R no es cero. En el subtipo húmedo (6h), R es mayor que cero, pero no superior a 60 cm, siempre que R es mayor que D. En el subtipo perhúmedo (6p), R es mayor de 60 cm.

Ejemplo: Baton Rouge (Louisiana), lat. 30° N (figura 10.22). La precipitación P es copiosa en todos los meses, pero con un

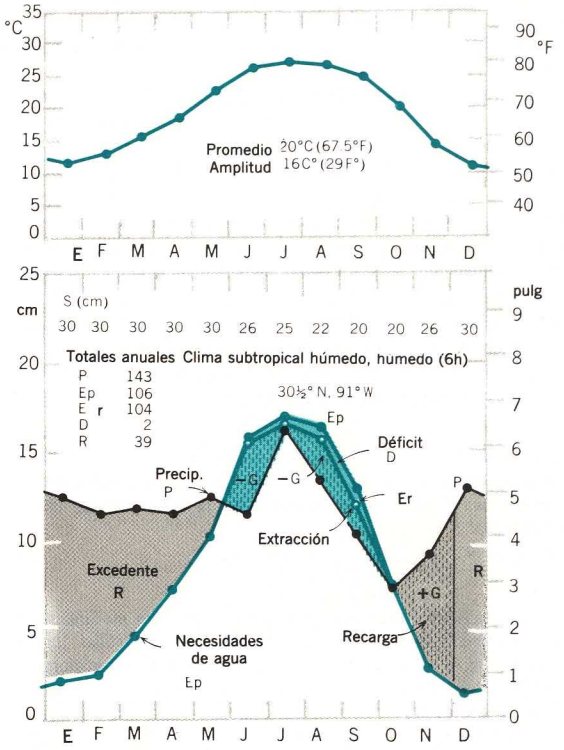

FIGURA 10.22. Presupuesto hídrico del suelo para Baton Rouge (Louisiana), lat. 30° 30' N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

mínimo a finales de verano y en otoño. Hay un pequeño máximo de precipitación estival. De otra parte, los valores mensuales de P son muy uniformes, situándose en un valor de 12 cm; al mismo tiempo el total anual es elevado: 143 cm. En cuanto a las necesidades de agua, Ep, tenemos un fuerte ciclo, con meses de verano con valores que superan los 16 cm y valores de invierno situados en los 2 cm. Puesto que los meses invernales presentan temperaturas superiores al punto de congelación, el crecimiento de las plantas, algunas, puede continuar a lo largo del suave invierno con una activa transpiración. La extracción del agua almacenada (−G) sucede en cuatro meses de verano, pero el déficit, D, es pequeño para cada uno de ellos, con un total anual de 2 cm. En contraste los excedentes hídricos, R, son elevados (39 cm). De este modo el clima de esta localidad se clasifica como de subtipo húmedo (6h). Los cursos de agua son caudalosos y continuos a lo largo del año. El bosque constituye la formación natural de este tipo de climas.

7. Clima mediterráneo

Clima de tipo subtropical distinguido por la alternancia de unos veranos muy secos con unos inviernos suaves y lluviosos. Los requerimientos hídricos, Ep, es de 0,8 centímetros o más en cada mes, diferenciándolo entre el clima mediterráneo y otros más fríos (9 y 10) que lo bordean en su costado interior. El aspecto seco del clima de este tipo viene configurado por el déficit hídrico, D, siempre superior a 15 cm. Los excedentes de agua pueden llegar a ser nulos (en los subtipos semiárido y semidesértico). Un hecho típico de este clima es la gran oscilación en cuanto a reservas de agua, S. Para todos los subtipos, el índice* de reserva es del 75 % o más. Se reconocen los siguientes subtipos:

7 sd, semidesértico:	La reserva de agua, S, excede los 6 cm en menos de dos meses; S supera los 2 cm en, al menos, un mes.
7 s, semiárido (estepa):	S es de 6 cm o más, en dos meses o más.
7 sh, subhúmedo:	El excedente hídrico, R, oscila entre 0 y 15 cm; de esta forma D es mayor que R.
7 h, húmedo:	R supera los 15 cm.

Tanto los subtipos semidesértico (7sd) y semiárido (7s) son dos climas verdaderamente secos, no incluyéndose entre ellos el subtipo desértico. De los climas desérticos adyacentes que presentan una precipitación invernal, la máxima se halla en los climas secos subtropicales (5d) o el clima seco de latitudes medias (9d). El ciclo de precipitación mediterráneo se extiende entre los climas marítimos de costa oeste (8), en los cuales D es siempre menor de 15 cm.

*El índice de reserva, en tanto por ciento, se calcula a partir de los valores máximos y mínimos mensuales de reserva hídrica de la siguiente manera:

$$\frac{S_{max} - S_{min}}{S_{max}} \times 100$$

Un método alternativo para la identificación del clima mediterráneo es a partir de los valores mensuales de P y Er. Para julio (en el hemisferio Norte), y para enero (en el hemisferio Sur) la proporción entre P y Er calculada en tanto por ciento, se realiza tal como a continuación se indica:

$$\frac{P}{Er} \times 100$$

Las estaciones con valores por debajo del 40 % corresponden a un clima mediterráneo. Para casi todas las estaciones, ambos métodos coinciden.

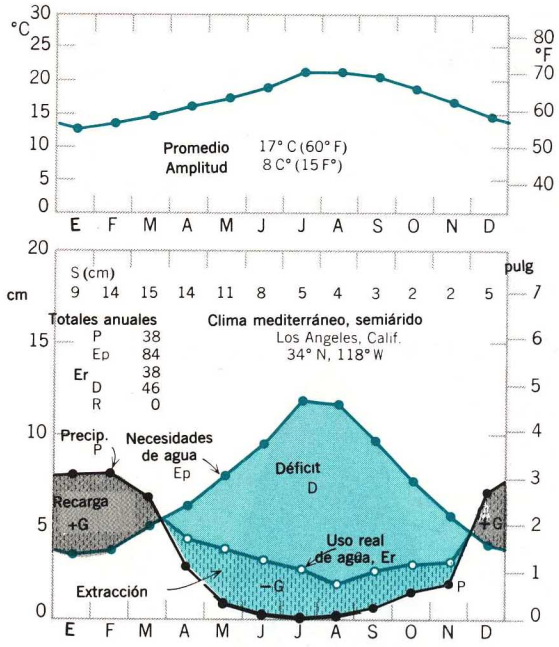

FIGURA 10.23. Presupuesto hídrico del suelo para Los Ángeles (California), lat. 34° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

Ejemplo: Los Ángeles (California), lat. 34° N (figura 10.23). La ciudad de Los Ángeles se halla situada en una región con un clima mediterráneo de subtipo semiárido (7s), el cual domina toda la costa de California, desde Monterey hasta Oceanside. El ciclo de precipitación mediterránea, con su largo y seco verano, es un hecho que contrasta notablemente con el ciclo de las necesidades de agua anuales. Así el máximo estival de Ep coincide con la estación donde apenas hay precipitación, acentuándose enormemente el déficit hídrico, D. La substracción de agua almacenada, −G, comienza a principios de abril, bastante temprano y finaliza en diciembre. El amplio déficit acumulado en este período suma una cantidad de 46 cm. La recarga de agua, +G, comienza en diciembre y continúa a lo largo del invierno, pero sin generar excedente alguno, R. La vegetación natural, la mayoría herbáceas y arbustos y árboles con hojas endurecidas, están adaptados a un largo período estival seco. En muchos parques y jardines son necesarias grandes aportaciones de agua a fin de mantener el césped y los cultivos de jardinería verdes.

Ejemplo: Perth, situado en el oeste de Australia, lat. 32° S (figura 10.24). Esta ciudad costera representa el subtipo húmedo (7h) del clima mediterráneo. (Obsérvese que en la gráfica el eje de abscisas comienza en julio.) El excedente hídrico, R, es elevado (28 cm). El déficit hídrico también lo es: 27 cm. El resultado de ello podría ser un verdadero clima seco y húmedo —el equivalente subtropical del clima tropical seco y húmedo (3) del cual está muy distanciado en cuanto a la latitud—. Comparada con la gráfica correspondiente a Los Ángeles, que es de subtipo semiárido (7s), Perth posee una precipitación invernal mucho más elevada que en el anterior, siendo el total de P anual el doble que el total de Los Ángeles. Perth presenta también una pequeña cantidad de precipitación durante la temporada veraniega, mientras que en el mismo período, en Los Ángeles se registran valores casi nulos. Perth, por otro lado, posee un amplio excedente hídrico, R, mientras que la ciudad californiana no. El clima

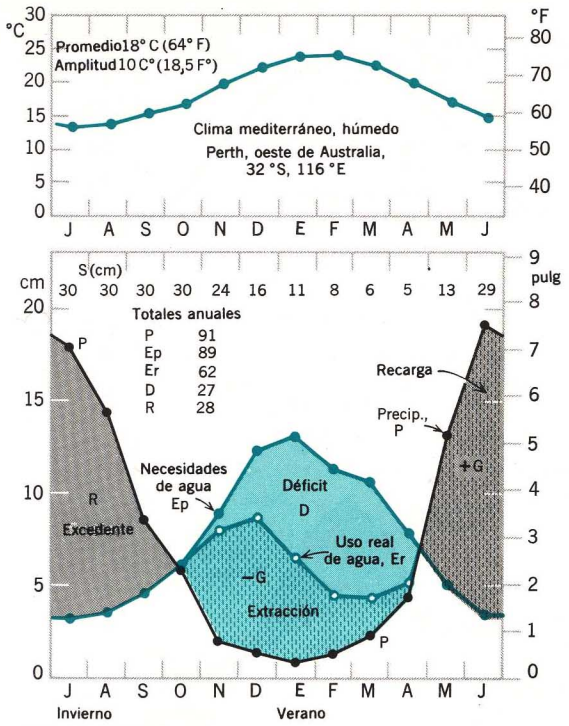

FIGURA 10.24. Presupuesto hídrico del suelo para Perth (oeste de Australia), lat. 32° S. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

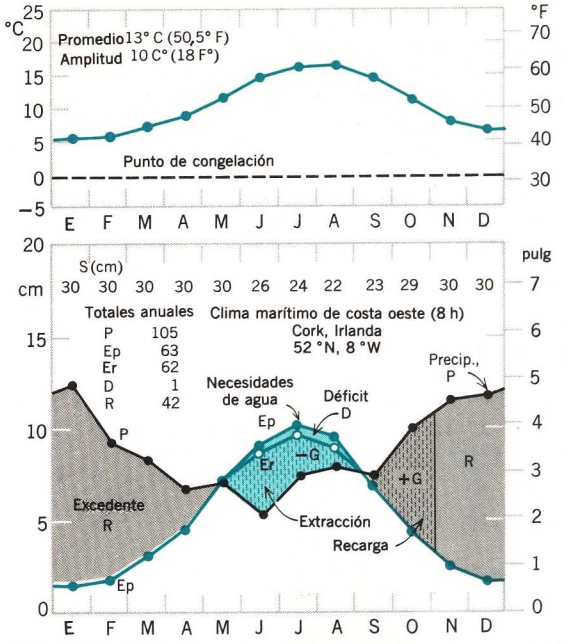

FIGURA 10.25. Presupuesto hídrico del suelo para Cork (Irlanda), lat. 52° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

húmedo de la localidad de estudio permite, además, mantener un bosque de hoja perenne compuesto por una amplia gama de especies de eucaliptus.

8. Clima marítimo de costa oeste

Clima fresco y húmedo con un excedente de agua, R, que puede oscilar desde una pequeña cantidad, a una muy elevada. El déficit hídrico, D, varía desde moderada, a muy pequeña e incluso ausencia total de escasez. Los requerimientos hídricos anuales, Ep, son menores de 80 cm debido básicamente a que los veranos son excepcionalmente frescos en estas elevadas latitudes medias. Mensualmente el valor de Ep es de 0,8 cm o mayor en cada mes, así no se halla ni un mes con temperaturas medias inferiores a 0° C.

Ejemplo: Cork (Irlanda), lat. 52° N (figura 10.25). Localizada en la costa sur de Irlanda y expuesta a los vientos del oeste del norte del Atlántico, Cork ejemplifica el subtipo húmedo (8h) del clima marítimo de costa oeste. La precipitación, P, muestra un contrastado ciclo anual, con un máximo en invierno y un mínimo en verano, reflejando así la persistencia del clima mediterráneo a medida que nos acercamos al Polo. P es abundante en todos los meses y su total anual es elevado: 105 cm. El requerimiento hídrico también refleja un marcado contraste en su ciclo anual, pero en todos los meses de invierno es igual a 1,8 cm o mayor. De esta manera, la temperatura media mensual es tan sólo de 6° C; el crecimiento de la vegetación perenne se puede mantener lentamente durante los meses de invierno. En los meses estivales Ep no es mucho mayor que P, de forma que D, déficit hídrico, tendrá un valor muy pequeño, totalizando tan sólo 1 cm. El excedente hídrico, R, por otra parte, es elevado, de manera que incluso los pequeños torrentes pueden mantener un flujo de agua de modo continuado a lo largo del año. Este clima húmedo mantiene una vegetación natural de bosque.

9. Clima seco de latitudes medias

Clima seco que casi se encuentra exclusivamente en el hemisferio boreal. Es más septentrional que el clima seco subtropical (5). El valor de Ep mensual es de 0,7 cm o menor en al menos un mes. De este modo los inviernos resultan fríos: por lo menos un mes presenta temperaturas medias de 0° C o inferior. En lugares próximos a su límite septentrional Ep es cero durante cinco meses consecutivos. Su valor inferior total anual es de 52,5 cm, de forma que se halla colindante con el clima de bosque boreal (11). Se reconocen en él tres subtipos: semiárido (9s), semidesértico (9sd) y desértico (9d).

Ejemplo: Medecine Hat, Alberta (Canadá), lat. 50° N (figura 10.26). Localizada cerca del límite septentrional de los Great Plains, Medecine Hat ilustra el subtipo semiárido (estepa) del clima seco de latitudes medias. El ciclo anual de las necesidades de agua, Ep, posee un notable máximo en verano siguiendo a los cinco meses consecutivos, en los cuales Ep es cero debido al riguroso frío invernal. La precipitación, P, muestra un característico ciclo anual; los meses estivales tienen aproximadamente el doble de precipitación que los meses de invierno. Por otra parte, existe un sustancioso déficit de agua, D, que se desarrolla en verano con un total de 28 cm. Pero las reservas de agua, S, permanecen superiores a 3 cm a finales de verano y principios del otoño. La recarga, +G, no es suficiente para aumentar el valor de S hasta unos valores próximos a los de la capacidad de retención, de forma que no se genera excedente, R. La recarga se acumula en estado sólido durante el invierno liberándose rápidamente con la fusión que se inicia en primavera. La cobertura vegetal está constituida por las praderas de hierba baja que corresponden a la formación natural de este clima nórdico de estepa. El trigo de primavera, crecido aquí, utiliza el agua del suelo de principios de la primavera y madura en verano.

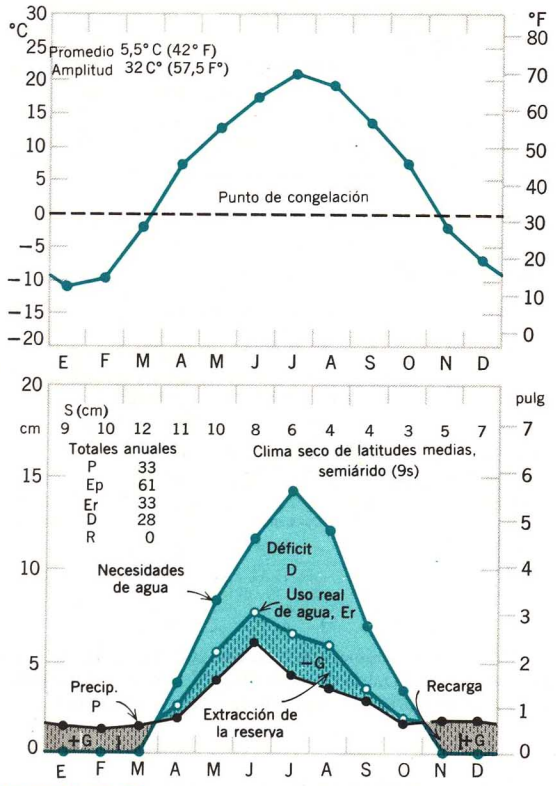

FIGURA 10.26. Presupuesto hídrico del suelo para Medecine Hat, Alberta (Canadá), lat. 50° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología,

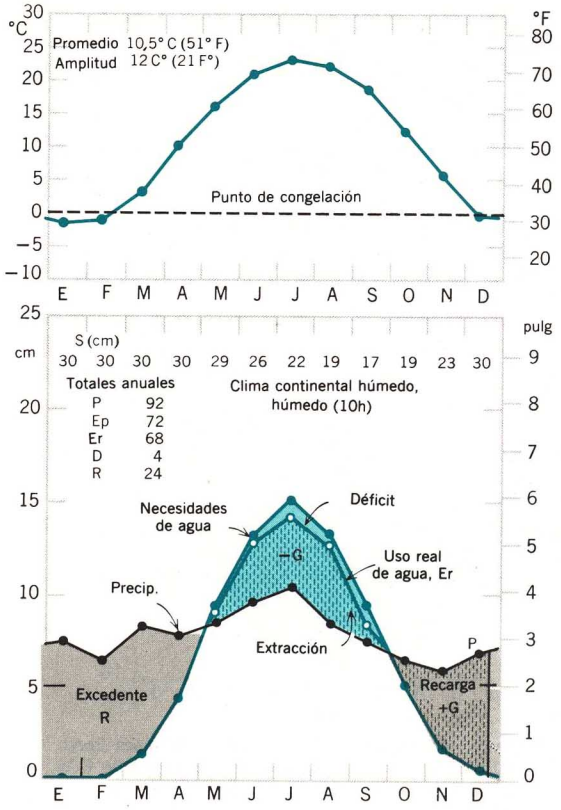

FIGURA 10.27. Presupuesto hídrico para Pittsburgh (Pennsylvania), lat. 40° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

10. Clima continental húmedo

Clima que presenta una estación invernal y estival muy definidas, y que tan sólo se encuentra en el hemisferio Norte. El excedente hídrico, R, varía entre poco y bastante, a excepción de una estrecha franja de subtipo subhúmedo (10sh) que bordea el clima seco continental (9). El total anual en cuanto a requerimientos de agua, Ep, es mayor de 52,5, al mismo tiempo que R es igual que D. En el subtipo perhúmedo, Ep es normalmente cero durante uno a cinco meses invernales. Es normal que se encuentre un máximo estival de precipitación, P, pero no se da en todas partes. En el subtipo subhúmedo (10sh), D es mayor que cero, pero menor de 15 cm cuando R es cero; dicho de otra manera D es mayor que R cuando R no es cero. En el subtipo húmedo (10h) R es mayor que cero pero no superior a 60 cm, mientras R sea mayor que D. En el subtipo perhúmedo (10p) R es mayor de 60 cm.

Ejemplo: Pittsburgh (Pennsylvania), lat. 40° N (figura 10.27). Localizado en el interior de la región oriental, Pittsburgh ilustra el subtipo húmedo (10h) del clima húmedo continental. La precipitación P es bastante uniforme a lo largo del año, aunque con un ligero máximo estival. El total anual P es sustancioso: 92 cm. El ciclo anual de requerimientos hídricos, Ep, presenta un importante máximo en verano, después de tres meses consecutivos de invierno con valores nulos, que es el momento que las plantas están hibernando y el agua del suelo está helada. Un corto déficit hídrico, D, se desarrolla en verano pero en todos los meses del estío es un valor bajo totalizando tan sólo 4 cm. Un sustancioso excedente hídrico, R, sucede en el invierno y a principios de la primavera: el valor total anual es de 24 cm. Parte de este agua se retiene en forma de estado sólido durante el invierno, siendo liberada a inicios de la primavera con las fusiones. En

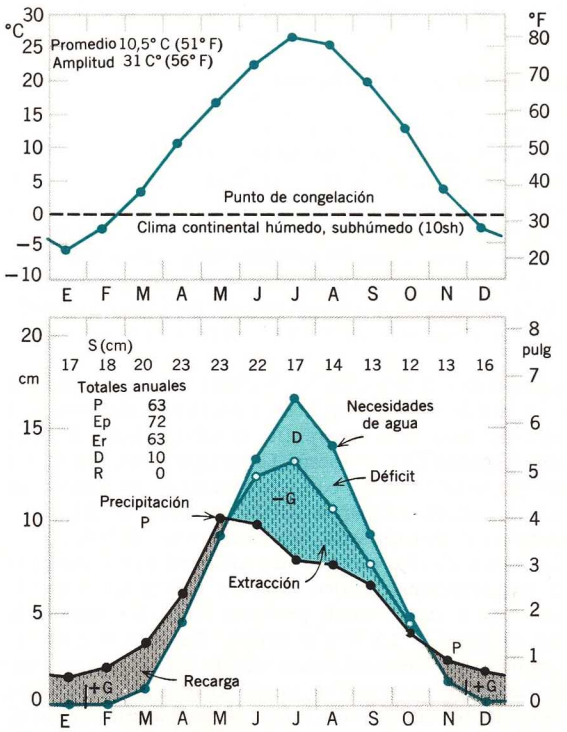

FIGURA 10.28. Presupuesto hídrico del suelo para Grand Island (Nebraska), lat. 41° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

este clima son altamente probables las avenidas primaverales en los cursos fluviales, y, por otra parte, las grandes corrientes suelen conservar el caudal durante el verano. La cobertura vegetal natural es el bosque.

Ejemplo: Grand Island (Nebraska), lat. 41° N (figura 10.28). Localizada casi exactamente a mitad de trayecto entre el océano Pacífico y el Atlántico, Grand Island constituye el ejemplo del subtipo subhúmedo (10 sh) del clima húmedo continental. Los requerimientos hídricos, Ep, ascienden fenomenalmente en verano, pero disminuyen a cero durante los tres meses de invierno. La precipitación muestra un valor muy elevado en verano, en los meses más cálidos, pero la mayor cantidad se obtiene a principios de esta estación —mayo y junio—. En junio también se inicia un déficit hídrico que continúa hasta finalizar el octubre, y contabilizando un total de 10 cm. La recarga, +G, que ocurre a finales de invierno y principio de la primavera no es suficiente para aportar un excedente. Las reservas hídricas, S, son elevadas a finales de la primavera, disminuyendo completamente en verano. La cobertura vegetal natural consiste en praderas de hierba, pero actualmente los cultivos agrícolas de trigo y maíz han modificado el paisaje. Esta región yace próxima al límite de los climas secos y húmedos.

GRUPO III: CLIMAS DE ALTAS LATITUDES

11. Clima de bosques boreales

Clima caracterizado por unos inviernos largos y de frío riguroso. El total anual en cuanto a exigencias de agua, Ep, oscila entre 35 y 52,5 cm y tiene valores nulos durante cinco o seis y hasta siete meses consecutivos de invierno. Durante el corto verano, Ep asciende claramente. A través del Canadá los diferentes subtipos están ordenados de oeste a este, desde el subhúmedo (11sh) en el Yukón y los territorios noroccidentales y a través del húmedo (11h), hasta el perhúmedo (11p) en el Labrador y en Terranova. (Véase clima 10 para la definición de estos subtipos.) A lo largo de Eurasia este orden está invertido. En la Siberia Oriental existe un área clasificada como subtipo seco (11s) y que presenta un valor D mayor de 15 cm.

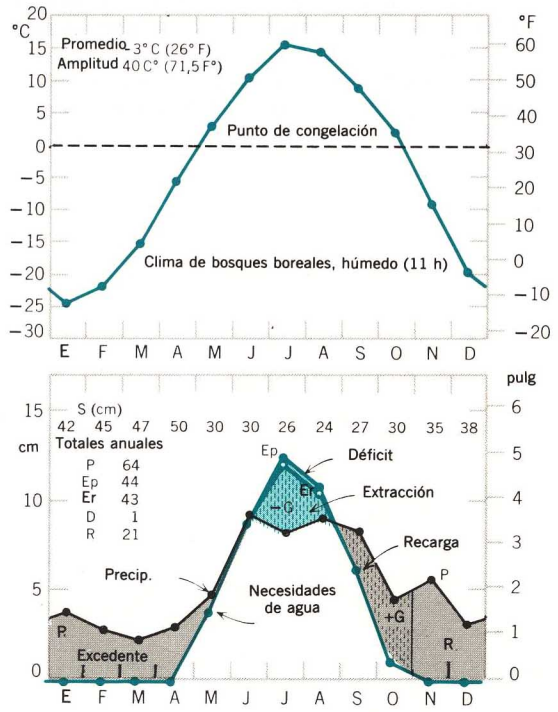

FIGURA 10.29. Presupuesto hídrico para Trout Lake, Ontario (Canadá), lat. 53° 30' N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

Ejemplo: Trout Lake, Ontario (Canadá), lat. 53° 30' N (figura 10.29). Trout Lake se sitúa en el centro de Ontario, en el corazón del escudo canadiense, no muy al sur de la bahía de Hudson. Esta estación ilustra el subtipo húmedo (11h) del clima de bosques boreales. El ciclo anual de las necesidades de agua, Ep, asciende hasta un máximo bien definido y que sigue a seis meses consecutivos de invierno con una evapotranspiración nula. También la precipitación P es elevada durante el verano, pero a pesar de ella existe un período que se substrae agua de la reserva, —G. El déficit hídrico D es extremadamente pequeño: 1 cm. La recarga es completada en octubre después del cual el agua del suelo se solidificará. Los recursos hídricos, S, se muestran en la gráfica con un valor que excede los 30 cm desde noviembre hasta abril. El exceso representa acumulaciones de nieve que por mayo se liberan por escorrentía de la fusión primaveral. El suelo retiene un elevado nivel de agua en forma de reservas a lo largo del verano. También en esta época los ríos fluyen caudalosamente. La vegetación perenne con hojas aciculadas suele ser típica de estas regiones. La estación de crecimiento para los cultivos es muy corta.

12. Clima de tundra

Es el clima de la zona ártica y que no presenta un verdadero verano. El total anual de necesidades de agua, Ep, es menor de 35 cm. Durante 8 o más meses consecutivos el agua del suelo permanece helada de forma que la evapotranspiración potencial será nula. Algunas partes del clima de tundra son húmedas (12 h) con un abundante excedente hídrico, R. Otras áreas son subhúmedas (12 sh). (Véase clima 10 para la definición de estos subtipos.) Al este de Siberia el cinturón de

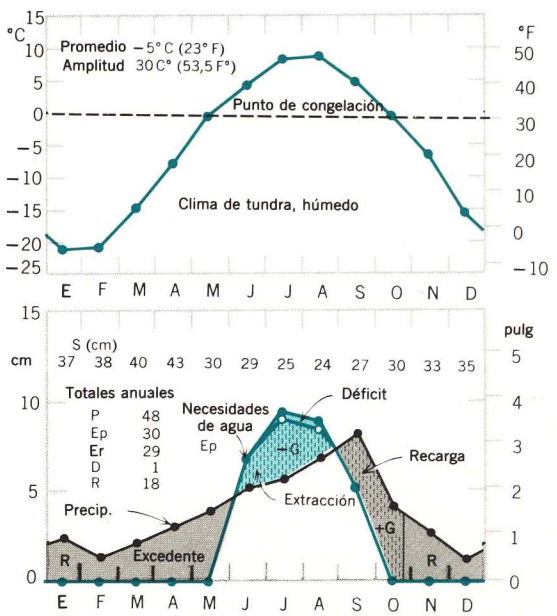

FIGURA 10.30. Presupuesto hídrico para Hebrón, Labrador (Canadá), lat. 58° N. (Datos procedentes de C.W. Thornthwaite y Asociados, Laboratorio de Climatología, Centerton, N.J.).

tundra se califica como un clima seco de subtipo semiárido (12 s).

Ejemplo: Hebrón, Labrador (Canadá), lat. 58° N (figura 10.30). Localizado en la costa Atlántica, Hebron constituye el ejemplo del subtipo húmedo del clima de tundra. Debido a la larga duración y rigurosidad del invierno, las necesidades de agua, Ep, son cero durante ocho meses consecutivos. El total anual de Ep es tan sólo de 30 cm. Este concepto presenta un máximo en la corta estación cálida, cuando el sol permanece en el cielo gran parte de las 24 h del día. El total anual de precipitación es de 48 cm, una cantidad interesante. La precipitación muestra un marcado ciclo anual con un máximo en el verano en el que destaca septiembre, previamente al inicio del invierno. Durante los meses de junio, julio y agosto se substrae agua de la reserva, −G, aunque el déficit hídrico anual, D, sea muy pequeño (menor de 1 cm). Por otra parte, las reservas hídricas, S, permanecen abundantes durante el verano. La capacidad de retención (30 cm) es alcanzada antes de finalizar el octubre. La nieve que se acumula a lo largo del invierno se libera en mayo, con la fusión de las nieves en primavera. La vegetación natural de esta región es la tundra ártica desprovista de cualquier tipo de vegetación alta y que consta de un pequeño número de especies capaces de resistir este clima, plantas que puedan crecer sobre una delgada capa de tierra. Cuando la capa helada superficial se funde, la tierra puede anegarse empantanando amplias zonas.

13. Clima de casquete polar

Clima con fríos rigurosos que se hallan en los casquetes glaciares de Groenlandia y la Antártida y sobre la zona de los hielos del océano Polar Ártico. Los requerimientos hídricos, Ep, son nulos a lo largo del año. Las temperaturas medias mensuales son inferiores a 0° C. Casi toda la escasa precipitación se realiza en forma de nieve que, sobre las zonas terrestres, se acumula como hielo glaciar.

Climatología del agua en el suelo y recursos humanos

Esta breve inspección a los trece tipos climáticos definidos en relación a los conceptos utilizados en el balance hídrico del suelo, ilustra los tipos más importantes que se encuentran en las tierras habitadas del planeta. Pero antes que nada, debemos aplicar esta información a dos grandes cuestiones que afectan a la raza humana: (1) ¿Pueden las naciones en desarrollo incrementar su producción alimentaria lo suficiente para rechazar y acabar con las muertes por hambre? (Las respuestas dadas por especialistas en el tema varían desde un gran optimismo hasta un enorme pesimismo) (2) ¿Habrá suficiente agua dulce para suministrar las demandas, que se incrementan rápidamente, de consumo energético de las naciones industrializadas?

La apreciación de los problemas corrientes de la agricultura y de los suministros de agua dulce, puede ser mejorada a partir de la climatología del balance hídrico. Quizás la lección más importante que podamos extraer de este capítulo, a nivel práctico, es la de que el cálculo preciso de los presupuestos del agua del suelo puede proveer de toda el agua necesaria para la planta en la estación de crecimiento, sin un elevado excedente, ni un déficit. Por un lado, una escasez de agua puede comportar la necesidad de la irrigación para sacar adelante la producción agrícola. De otra parte, un exceso de agua conduce a la eliminación de los nutrientes que utilizan las plantas, de forma que será necesaria la fertilización de la tierra. La irrigación en climas secos trae consigo serias consecuencias como son las salinización del suelo, por acumulación de sales, y el ascenso del nivel de agua del acuífero anegando la tierra por saturación del suelo. El balance hídrico del suelo inicia rigurosas limitaciones a la expansión de los recursos agrícolas humanos. Una planificación global inteligente a fin de poder utilizar mejor el medio, depende, en gran medida, de la perfecta comprensión de todas las fases del balance hídrico.