

## **Tema 5.**

# **RÉGIMEN HÍDRICO Y SALINO DEL SUELO**



Foto: Huerta de Valencia

## ÍNDICE

	<b>Pags.</b>
5.1. INTRODUCCIÓN	1
5.2. EFECTOS DE UN MAL SANEAMIENTO DE TIERRAS REGADAS	1
5. 3. BALANCES HÍDRICOS	3
<b>5.3.1. Componentes del balance hídrico</b>	3
<b>5.3.2. Balance hídrico en la zona subsaturada</b>	4
<b>5.3.3. Balance hídrico en la superficie del suelo</b>	5
<b>5.3.2. Balance hídrico en la zona saturada</b>	5
<b>5.3.2. Balance hídrico global</b>	6
<u>5.3.5.1. Aportaciones superficiales</u>	6
<u>5.3.5.2. Aportaciones subterráneas</u>	8
5. 4. BALANCE SALINO	8
<b>5.4.1. Componentes del balance salino</b>	9
<b>5.4.2. Lavado de sales. Fracción de lavado</b>	12
5.5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	14
5.6. LISTA DE SÍMBOLOS UTILIZADOS	14

## **Tema 5. RÉGIMEN HÍDRICO Y SALINO DEL SUELO**

### **5. 1. INTRODUCCIÓN**

A partir del balance hídrico se calcula el agua de avenamiento de un área dada. Se utiliza cuando se determina, con cierta precisión, cada uno de los elementos que lo componen. Si se dispone de varios balances de una misma zona, y los resultados obtenidos no son coincidentes, se debe valorar el grado de discrepancia entre ellos para extraer conclusiones sobre la fiabilidad de los mismos y para plantear futuras observaciones y verificaciones si se considerase preciso.

En muchas tierras regadas y recuperadas, la determinación de la cantidad de agua de avenamiento supone un problema, dado que sus diversas condiciones naturales pueden tener recursos naturales de agua diferentes. Dicho agua se considera un retorno que excede a la cantidad de agua avenada de forma natural en el terreno. Su eliminación, por medios artificiales, previene del encharcamiento del suelo manteniendo el nivel freático a la profundidad adecuada para que no dañe al cultivo y para que la acumulación de sales, en la zona radical, no alcance concentraciones que reduzcan su productividad.

La evaluación del agua subterránea y del balance hídrico y salino de una zona se realiza a partir de trabajos de campo. La información obtenida será utilizada para calcular la capacidad del sistema de avenamiento, para decidir las labores de recuperación de la zona y en general, para predecir como dicho sistema afectará al balance hídrico-salino general de la zona.

En el resumen que se presenta a continuación, se detallan los efectos producidos por un saneamiento impedido de tierras regadas así como posibles soluciones y se describen y analizan los componentes que integran el balance hídrico y salino.

### **5. 2. EFECTOS DE UN MAL SANEAMIENTO DE TIERRAS REGADAS**

El riego es una práctica habitual en zonas áridas y xéricas. Se utiliza para suplir las deficiencias hídricas durante el periodo de desarrollo vegetativo de los cultivos. Un mal uso del agua del riego puede llevar consigo un aumento del nivel freático y una salinización de la zona regada, con la consiguiente repercusión en la productividad del cultivo.

La proximidad admisible de la superficie del suelo al nivel freático es función del cultivo (profundidad radical, sensibilidad según la fase de desarrollo vegetativo, etc.) y de las condiciones edáficas y climáticas. Se podría evaluar en cada cultivo, para un medio físico dado, la relación entre la profundidad al nivel freático, tiempo de permanencia y la pérdida de producción, tal como muestra la figura 5.1.

Las zonas regadas exigen un equilibrio entre los volúmenes aportados por el riego y las lluvias y los eliminados por procesos naturales o artificiales. Junto a la evapotranspiración el único proceso capaz de contribuir a la evacuación de la humedad del suelo es la filtración profunda o hacia una red de avenamiento.

El mantener el nivel freático dentro de unos límites adecuados se ve dificultado por la variabilidad espacial y temporal de las lluvias. Dentro del periodo vegetativo del cultivo coexisten, consecutivamente, condiciones con exceso y escasez de agua, por lo que es necesario mantener tanto el proceso de avenamiento como el de riego para que la fluctuación del contenido de agua de la zona radical no sobrepase los límites correspondientes a la producción óptima del cultivo.

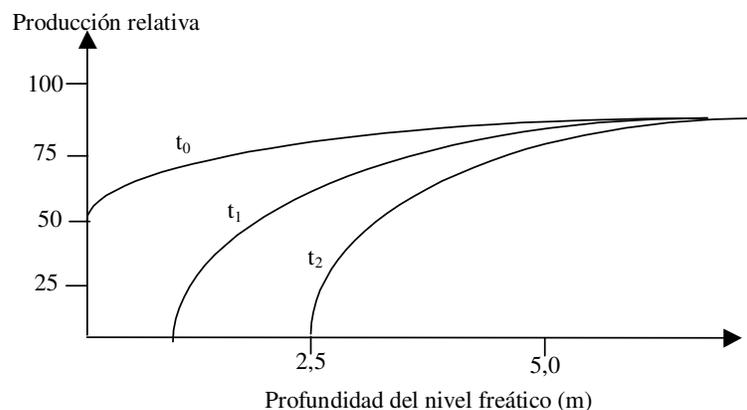


Figura 5.1. Efecto del tiempo de permanencia del nivel freático sobre la producción del cultivo.

Entre los perjuicios ocasionados por un mal saneamiento se puede considerar los siguientes:

- Reducción de la fertilidad del suelo:
  - ❖ El intercambio gaseoso con la atmósfera es escaso: la fijación del N<sub>2</sub> por las bacterias aerobias es inhibida, la descomposición de la materia orgánica se frena por la condición de anaerobiosis y el N<sub>2</sub> queda bloqueado. Como resultado el N<sub>2</sub> asimilable se reduce y en esas condiciones el fósforo, más soluble, se pierde más fácilmente.
  - ❖ Aumenta el desarrollo de la microflora anaerobia y en consecuencia se incrementa la concentración de Fe, Mn, S y N en formas que resultan tóxicas para los cultivos.
- Daños fisiológicos y desequilibrios nutritivos:
  - ❖ La difusión de los gases con la atmósfera se reduce a límites tal que el contenido de O<sub>2</sub> del suelo enraizado queda por debajo del nivel requerido por la intensidad respiratoria y esta disminuye. Las raíces se hacen menos permeables y, en consecuencia, se reduce la absorción de agua (que provoca un marchitamiento progresivo) y de los elementos K, N, P, Ca y Mg.

El efecto conjunto sobre el cultivo varía con las especies vegetales, su estado de desarrollo y la intensidad vegetativa. Como ésta es función de la temperatura, los efectos perjudiciales son más acusados con temperaturas altas.

Los estudios preliminares para calcular la cantidad de agua a avenar con la red de avenamiento tienen el mismo carácter en secanos que en regadíos, con la salvedad de que en estos últimos se deberá tener en cuenta la contribución de los riegos a la filtración profunda. El abuso en la aplicación del agua del riego es, en general, el motivo principal de los problemas de avenamiento en zonas regadas, a excepción, de zonas que por su situación geomorfológica (deltas, marismas y depresiones en general) presentan problemas de saneamiento natural. Los rendimientos globales en los diferentes métodos de riego raras veces excede de 0,7.

Las aguas de riego tienen cierta concentración de sales por lo que el riesgo de un aumento de la concentración salina en el suelo con las sucesivas aportaciones de agua de riego debe de ser evitado mediante prácticas orientadas a mantener un equilibrio salino que mantenga el potencial osmótico de la solución del suelo. Ésta aumenta al aumentar las sales y disminuye la absorción del

agua por las raíces y produce un desequilibrio en la absorción de iones provocando carencias nutritivas y reducción en la productividad del cultivo.

El carácter de las sales afecta las características físicas del suelo. La presencia de cantidades importantes de sodio reduce la infiltración por lo que el cultivo tiene una menor disponibilidad de agua y puede obligar a métodos de recuperación que consideren la aplicación de mejorantes químicos. En general, el control del equilibrio dinámico será tanto más difícil cuanto más fino, peor estructurado y menos profundo sea el horizonte superficial subsaturado, cuanto mayor sea el nivel de salinidad del manto freático y la afluencia desde otras formaciones geológicas y cuanto mayor sea la evapotranspiración.

### 5.3. BALANCES HÍDRICOS

El balance hídrico es la aplicación de la ecuación de conservación de la masa al ciclo hidrológico. En su forma más simple, para un sistema dado, se expresa como: volumen de agua entrante igual al volumen de agua saliente más la variación de agua almacenada en el sistema. Se realiza dentro de una superficie específica definida y durante un periodo de tiempo, por lo general, relativo a valores medios anuales. La superficie queda definida por unos límites (superficie del suelo, horizontes impermeables sobre los que descansan los acuíferos) a los que se asignan unas condiciones de contorno.

#### 5.3.1. Componentes del balance hídrico

El estudio de problemas de avenamiento de una zona en concreto requiere, no sólo, determinar el balance hídrico representativo de un año medio, sino también de años específicos o de periodos de tiempo concreto que puede coincidir con un estado fenológico del cultivo, con la campaña de riegos o con los periodos de los lavados de sales en zona árida y semiáridas. No debe olvidarse que los problemas derivados de la salinidad y del ascenso del nivel freático no tienen la misma duración o frecuencia en todas las zonas. En algunas de ellas, con depresiones topográficas ó con niveles freáticos poco profundos aquellos, son permanentes; En otras, en cambio, tienen carácter temporal por las grandes dosis de riego aplicadas durante la campaña de riego o por pluviosidades, ocasionalmente, abundantes. En ambos casos, su efecto es el mismo: el nivel freático aumenta hasta alcanzar niveles inaceptables dado que el desagüe natural de la zona no elimina la recarga excesiva hacia el acuífero.

El dominio hidrográfico de la zona de estudio debe ser delimitado. En algunas situaciones se incluye las barreras físicas existentes (cuencas de los ríos, áreas de captación de aguas subterráneas); en otras, sólo se incluye parte de las barreras físicas (zonas de riego o áreas con nivel freático poco profundo). En general, se estudian en su dirección vertical desde la superficie del suelo hasta la base impermeable que lo sostiene a los acuíferos (formada por roca madre o por un horizonte de arcilla de conductividad hidráulica muy baja). Se suelen distinguir tres zonas de almacenamiento de agua: la superficie del suelo, la zona subsaturada, comprendida entre la aquella y el nivel freático, y la zona saturada, comprendida entre el nivel freático y la base impermeable. Las tres zonas están relacionadas entre sí por lo que es necesario analizar cada una por separado.

Por otra parte, la presencia de horizontes de arcilla en profundidad, hace que éstos se comporten más como acuitardos que acuicludos y ponen de manifiesto la presencia de uno ó más acuíferos confinados. A priori, se puede considerar al sistema como un conjunto de acuíferos conectados entre sí o puede considerarse, únicamente, el acuífero menos profundo. Ésta última, es la situación utilizada en el cálculo de la cantidad de agua de avenamiento que debe de tener en

cuenta la posible interacción entre el agua confinada, a profundidades mayores, y el agua no confinada más superficial.

### 5.3.2. Balance hídrico en la zona subsaturada

En la zona subsaturada se concentran la mayor densidad de raíces por lo que deberá tener las condiciones necesarias para permitir un desarrollo favorable del cultivo. En ella cabe distinguir tres subzonas: zona radical, zona subsaturada intermedia y la zona de ascenso capilar (ver Fig. 5.2 a).

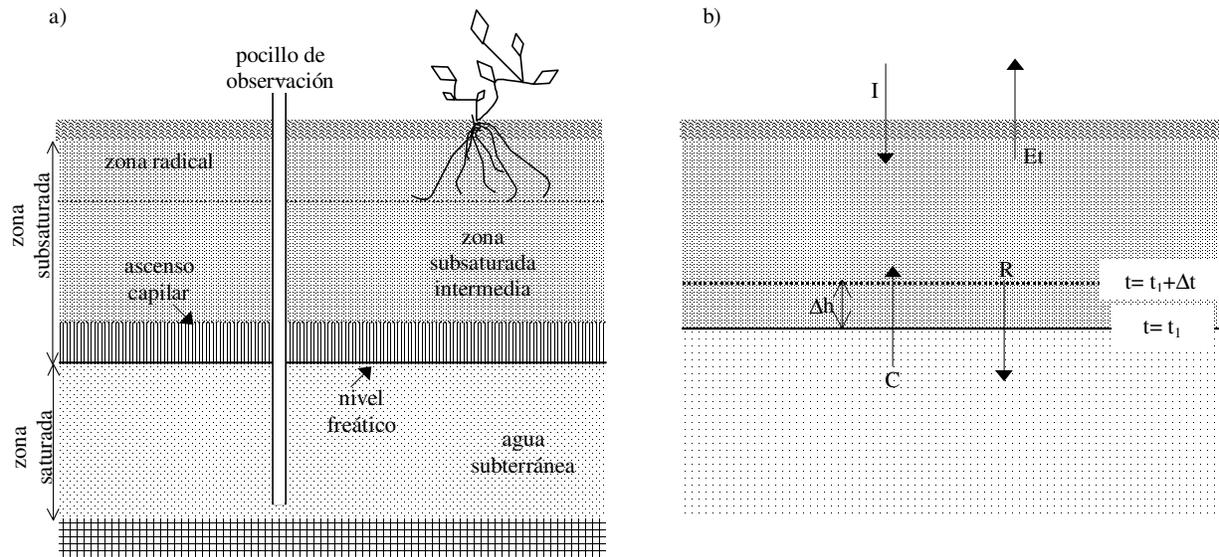


Figura 5.2. Zona subsaturada: a) Subzonas y b) Componentes del balance hídrico.

La zona radical, en contacto con la superficie del suelo, está ocupada por la mayor densidad de raíces. Su profundidad es variable, menor de 1 m o superar varios metros, según las características del suelo y del cultivo. La zona subsaturada intermedia comienza donde acaba la anterior y se extiende hasta el límite superior de la zona de ascenso capilar. Su espesor es variable, prácticamente cero en zonas con nivel freático somero hasta alcanzar varias decenas de metros en zonas con nivel freático profundo. El agua no evapotranspirada en la zona radical se filtra hacia ella a modo pistón y, eventualmente, alcanza la zona saturada. La zona de ascenso capilar, comprende desde el límite inferior de la subzona anterior hasta la zona saturada. Su espesor varía con el tamaño de los poros: desde unos milímetros en horizontes con arenas gruesas hasta superar 1 m en medios con arenas muy finas o con sedimentos de tamaño muy pequeño. En zonas con nivel freático somero puede alcanzar la zona radical. Se produce una filtración vertical ascendente, alimentada por la zona saturada, cuya intensidad de la misma disminuye al aumentar la profundidad del nivel freático que será utilizada en la evapotranspiración.

Considerando que el movimiento se produce, principalmente, en la dirección vertical, el balance hídrico de esta zona viene dado por (ver Fig. 5.2 b):

$$I - Et + C - R = \frac{\Delta H_s}{\Delta t} \quad [5.1]$$

donde:  $I$  es la intensidad del agua infiltrada procedente de la precipitación ó del riego [ $LT^{-1}$ ],  $R$  la procedente de la filtración profunda que constituye la recarga de la zona saturada,  $Et$  la de evapotranspiración,  $C$  la del ascenso capilar desde la zona saturada e  $\Delta H_s$  [L] la variación de la lámina de agua almacenada en la zona subsaturada durante el tiempo de estudio  $\Delta t$  [T].

En la Fig. 5.2 b se observa un aumento del nivel freático  $\Delta h$ , debido a la infiltración del agua durante el intervalo de tiempo  $\Delta t$ . Contrariamente, durante el periodo de sequía el nivel freático disminuirá debido al ascenso capilar y la consiguiente evapotranspiración. Para estimar la variación del volumen de agua en la zona, se debe de determinar la posición del nivel freático al inicio y al término del periodo de tiempo estudiado. Cuando el nivel freático es muy profundo,  $C$  puede considerarse despreciable. La mayoría de los componentes de [5.1] no pueden medirse directamente en el campo. Algunos de ellos se evalúan por combinación de otros balances hídricos parciales.

### 5.3.3. Balance hídrico en la superficie del suelo

El valor de  $I$  en [5.1] se relaciona con los flujos de entrada (afluencias) y salida (efluencias) del balance hídrico en la superficie del suelo y con la variación de la lámina de agua en ésta  $\Delta H_{ss}$  [L]. Los primeros lo componen: la intensidad de precipitación  $P$  que llega a la superficie del suelo durante un intervalo de tiempo  $\Delta t$ , la intensidad de evaporación desde la superficie del suelo  $E_0$  y el caudal lateral  $Q_{ssa}$  [ $L^3T^{-1}$ ] que atraviesa la superficie estudiada  $A$  [ $L^2$ ]. El segundo, lo compone el caudal lateral saliente  $Q_{sse}$  [ $L^3T^{-1}$ ]. El balance hídrico quedará:

$$I = P - E_0 + \frac{Q_{ssa} - Q_{sse}}{A} - \frac{\Delta H_{ss}}{\Delta t} \quad [5.2]$$

La expresión anterior se simplifica aún más en situaciones donde el estudio del balance corresponde a la estación de lluvias ( $E_0 \cong 0$ ), a la estación seca ( $P \cong 0$ ), en periodos de tiempo sin variación de lámina de agua superficial ( $\Delta H_{ss} = 0$ ) ó en zonas sin flujos laterales ( $Q_{ssa} \cong 0$  y  $Q_{sse} \cong 0$ ).

### 5.3.4. Balance hídrico en la zona saturada

El balance hídrico en esta zona, ver Fig. 5.3, se expresa por:

$$R - C - \frac{Q_{ga} - Q_{ge}}{A} = \alpha \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad [5.3]$$

donde:  $Q_{ga}$  representa las afluencias tanto verticales  $Q_{gav}$  como horizontales  $Q_{gah}$  de un acuífero libre poco profundo;  $Q_{ge}$  representa las efluencias tanto verticales  $Q_{gev}$  como horizontales,  $Q_{geh}$ ,  $\alpha$  se corresponde con la porosidad efectiva  $V$  [-] en un acuífero libre o el coeficiente de almacenamiento  $S$  [-] en un acuífero confinado e  $\Delta h$  [L] representa la variación del nivel freático (o piezométrico) durante el intervalo de tiempo  $\Delta t$ . El resto de símbolos ha sido comentado en secciones anteriores.

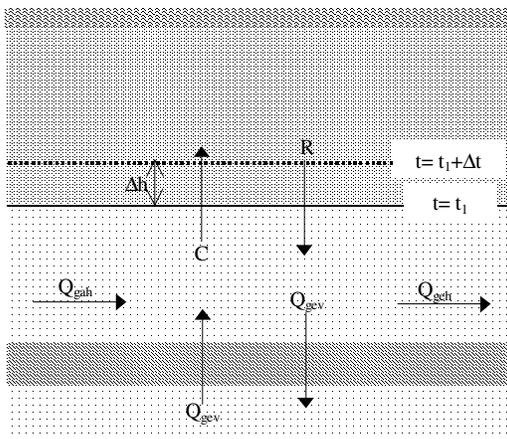


Figura 5.3. Componentes del balance hídrico en la zona saturada.

En acuíferos libres someros con base impermeable,  $Q_{gav}$  y  $Q_{gev}$  son cero aunque en realidad, rara vez lo es.

Las medidas del nivel freático, durante el periodo de estudio considerado, en piezómetros colocados a varias profundidades, se utilizan para dibujar mapas de contorno de isohipsas en los cuales se determina la dirección del flujo y el gradiente hidráulico. Las componentes verticales  $Q_{gv}$  y horizontales  $Q_{gh}$  se calculan a partir de los mapas anteriores y de la conductividad hidráulica del acuífero, en las primeras y de la transmisividad de los contornos, en las últimas.

Los hidrogramas del agua subterránea y la determinación de  $V$ , a partir de las pruebas de interferencia, se utilizan para estimar la variación del agua almacenada en la zona.

### 5.3.5. Balance hídrico global

Los balances hídricos parciales de las secciones anteriores se combinan para obtener balances globales. Por ejemplo, el balance para la zona superficial del suelo resulta de la combinación de las expresiones [5.1] y [5.2].

Al integrar las expresiones [5.1] y [5.3] se obtiene el balance global del sistema de acuíferos. Al combinar los tres balances parciales [5.1], [5.2] y [5.3] se obtiene el balance global para todo el sistema:

$$P - E_0 - Et + \frac{Q_{ssa} - Q_{sse}}{A} + \frac{Q_{ga} - Q_{ge}}{A} = \frac{\Delta H_s}{\Delta t} + \frac{\Delta H_{ss}}{\Delta t} + \alpha \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad [5.4]$$

Si el estudio se realiza durante un año hidrológico completo, se ignoran los cambios ocurridos en los términos de almacenamiento de agua por lo que la situación se considera como permanente: las afluencias igualan a las efluencias. En climas húmedos, la estación invernal suele caracterizarse por una baja intensidad de evapotranspiración y una distribución regular de lluvias, mientras que por el contrario, la estación estival se caracteriza por una elevada evapotranspiración y unas lluvias irregulares.

El balance hídrico correspondiente a una zona de gran superficie se obtiene adicionando los balances hídricos parciales correspondientes a zonas de menor extensión. Dada la variabilidad espacial, en la misma podemos tener diferencias en: suelo, condiciones hidrogeológicas, distribución de lluvias y los usos de la tierra y de la vegetación. Las subzonas hidrológicas seleccionadas reaccionarán de forma distinta a cualquier evento hidrológico por ejemplo, una tormenta. Éstas se determinan a partir de mapas de contorno de isohipsas del sistema acuífero y de hidrogramas. Las variaciones en la separación de las curvas isohipsas reflejan un cambio en la litología de la zona y por lo tanto de la conductividad hidráulica. El análisis de los hidrogramas permite seleccionar pozos con fluctuación del nivel freático similar. Con esta información se distinguen subzonas hidrogeológicas con respuesta similar en la variación del nivel freático a recargas y descargas. Se requiere la toma de un número suficiente de medidas y con cierto grado de precisión, durante el periodo de tiempo en que se realice el estudio de las oscilaciones del nivel freático aparte, de conocer el valor de  $V$  en la zona subsaturada, del espesor y de  $K$  en la zona saturada y del contenido de agua en el suelo. Se necesita disponer, también, de estaciones de aforo para medir las afluencias y efluencias superficiales de las diferentes subzonas.

La estimación del contenido de agua en el suelo se realiza a partir de la curva característica del contenido de humedad de los horizontes.

#### 5.3.5.1. Aportaciones superficiales

Para evaluar el problema creado por las aportaciones superficiales se parte del estudio de la hidrología superficial y del carácter de los aprovechamientos hidráulicos de una cuenca.

Cuando la intensidad de lluvia supera a la de infiltración del suelo, la proporción que no se infiltra define el coeficiente de escorrentía y produce encharcamientos o inundaciones temporales que pueden ocasionar daños a los cultivos. Este coeficiente varía con las características de la lluvia y del suelo, con el estado de humedad previo, etc. La red de desagües, naturales o artificiales, ha de evitar que el tiempo de inundación se prolongue durante periodos demasiado largos con una frecuencia excesiva.

Dado que la precipitación tiene un carácter aleatorio, sus escorrentías son estimadas aplicando técnicas hidrológicas que tienen en cuenta su distribución estadística en el tiempo y las características geomorfológicas de la cuenca de recepción. Si esta es de cierta importancia y se dispone de datos suficientes, la previsión de caudales puede basarse en las teorías relativas a hidrogramas.

En zonas agrícolas pequeñas, no suele disponerse de suficientes observaciones locales para desarrollar un análisis de frecuencias que permita conocer la relación duración-intensidad de las lluvias ni sus coeficientes de escorrentía. No obstante, sus órdenes de magnitud pueden aproximarse según se expone a continuación.

La correspondencia entre lluvias y caudales se basa en el concepto hidrológico del tiempo de concentración  $t$ , es decir, el tiempo máximo para que una partícula de agua, que escurre sobre el área en estudio, llegue hasta el lugar donde convergen todas sus escorrentías. Para estimar la capacidad de desagüe, se utiliza la fórmula "racional" en la cual el caudal máximo  $Q = c P A$ , siendo  $c$  el coeficiente de escorrentía correspondiente a una intensidad de lluvia  $P$  y  $A$  es la superficie de recepción en estudio. Se supone que, si la duración de la tormenta iguala al tiempo de concentración, el caudal desaguado procede de toda la cuenca.

La intensidad  $P$  a considerar en el proyecto de obras de desagüe es función de la frecuencia con que se repite la máxima altura de precipitación, caída durante un periodo de duración  $t$ , que ha de poderse evacuar. Dicha frecuencia depende de factores económicos tales como el valor de producción que puede perderse en un cultivo de una determinada sensibilidad a la inundación, el coste de las obras de desagüe, etc.

Puede aceptarse un cierto tiempo de inundación en la superficie a proteger. Su valor depende del cultivo y de la época del año, pero en general es superior a un día. La llamada lluvia crítica, utilizada por algunos autores, tiene en cuenta ese periodo de encharcamiento sensible.

Al adoptar un periodo de retorno de  $T$  años, la capacidad de las obras de desagüe será superada, con cierta probabilidad, una vez cada  $T$  años.

Según se apuntó, la necesidad de desagüe en zonas áridas y semiáridas suele tener por causa fundamental los excedentes superficiales en la distribución y aplicación de los riegos. La red de desagües ha de constituir una parte del sistema hidráulico global de un perímetro de riego. Puesto que cada unidad de cultivo ocupa una superficie relativamente pequeña que queda aislada de las vecinas por obras diversas (desagües, acequias, caminos, etc.), las escorrederas y azarbetas proyectadas para evacuar los excedentes de riego resultan suficientes para encauzar las escorrentías de precipitación. El caudal de diseño es entonces estimado en función de los parámetros prácticos del riego. En todo caso, la capacidad para evacuar las aguas de cola de una acequia no debe de ser inferior al módulo de distribución correspondiente.

Al estudiar las escorrentías de precipitación de sectores de riego relativamente grandes, debe tenerse en cuenta que las condiciones hidrológicas naturales, especialmente el tiempo de

concentración, quedan modificadas por la sistematización de la superficie y de los desagües. En relación con dichos sectores, sus colectores pueden recibir aportaciones de avenamiento subsuperficial, escorrentías de lluvia o de riego y vertidos procedentes de aliviaderos de seguridad de la red de distribución.

#### 5.3.5.2. Aportaciones subterráneas

Las afluencias subterráneas son más difíciles de diagnosticar y evaluar que las superficiales. La extensión y magnitud de las filtraciones quedan condicionadas por factores de orden geológico que no siempre se pueden ser precisos.

El avenamiento de un sistema sólo será preciso cuando el nivel de saturación llegue a cotas que puedan ser económicamente alcanzadas por las obras y equipos de drenaje. Es imprescindible, contar con mapas de trabajo que delimiten, con precisión, las condiciones de humedad subsuperficial. La magnitud de los caudales a evacuar depende de las condiciones locales muy específicas, que suelen definirse sobre bases empíricas.

En situaciones donde la geomorfología impida aportaciones exteriores, sólo será preciso considerar la filtración profunda procedente de lluvias o de riegos. Éstas últimas proceden del exceso de agua aplicado al campo de riego sobre la capacidad de retención del suelo y por las fugas y filtraciones del sistema de distribución. En general se estiman cifras que representan un porcentaje del caudal de riego distribuido, debiendo de tenerse en cuenta los sistemas y métodos en su distribución y aplicación. Así la filtración profunda, que tiene lugar en los diversos métodos de riego (sea como agua de lavado sea como pérdida) puede variar entre un 20-40% del agua aplicada. A ella se añadirán las pérdidas del sistema de conducción y distribución (0-50%, dependiendo del tipo de revestimiento utilizado), complementándose, si procede, con los volúmenes infiltrados de las lluvias, muy variables según clima y suelo. Luthin (1967) sugiere criterios empíricos basados en el tamaño de la zona a drenar, con coeficientes que oscilan entre 1 L/(s ha), para superficies entre 0 y 20 ha, y 0,2 L/(s ha) para superficies del orden de 1000 ha. Cifras reales recogidas por el antiguo Servicio de conservación de Suelos Americano llegan a límites más altos.

Las áreas con fisiografía relativamente baja: depresiones, vegas aluviales e, incluso, terrazas, pueden recibir aportaciones exteriores originadas por filtraciones a través de acuíferos más o menos complejos. Su evacuación, antes de que alcancen dichas zonas aliviará la magnitud de su coeficiente de avenamiento. Si se trata de acuíferos libres relativamente someros, el problema puede solucionarse con drenes que interceptan esa afluencia exterior. En el caso de acuíferos artesianos, pueden desarrollarse presiones artesianas que podrían aconsejar el empleo de pozos ascendentes. Un caso frecuente, se presenta en valles cuyos regadíos más antiguos se han extendido sobre las áreas más bajas (que son las más fértiles y fáciles de dominar) y fueron seguidos por la transformación de otras áreas relativamente elevadas cuyos excedentes empeoran las condiciones de avenamiento de las primeras. La estimación de los caudales a evacuar ha de considerar los condicionamientos físicos existentes que en, general, exigirán investigaciones detalladas de la morfología de los terrenos, caracteres hidrofísicos y otros aspectos diversos hidrológicos. En resumen, no es posible establecer reglas generales.

#### 5. 4. BALANCE SALINO

Al igual que en el balance hídrico, el balance salino consiste en aplicar la ecuación de continuidad a un volumen de suelo durante un periodo de tiempo determinado. Considerando las sales como elementos estables, la diferencia entre el flujo de sales entrante y el saliente de un volumen de suelo dado iguala a la variación de su concentración en el interior del mismo. Cuando el

flujo de entrada supera al de salida, la diferencia de ambos se acumula en el interior del suelo. El balance salino considera que las sales y solutos se mueven, conjuntamente, con el agua. Se utiliza para estimar la concentración de sales y solutos de la solución del suelo.

En zonas regadas, se produce una acumulación de éstas en la zona radical tras repetidas campañas de riego, en particular si el agua de riego contiene una concentración grande de sales. Si no se realizan riegos de lavado, las sales se acumularán en proporción directa a la cantidad de agua aplicada y a su concentración salina. La lámina de agua aplicada en cada riego deberá exceder la de las necesidades hídricas del cultivo. Este exceso lavará las sales en profundidad. Sin embargo, se debe vigilar el posible aumento del nivel freático, especialmente, en zonas donde tenga poca profundidad, lo que provocaría un aumento de la concentración de sales por ascenso capilar.

Por otra parte, las características físicas del suelo se ven condicionadas por el espesor del espesor de la doble capa micelar que interviene en el complejo de cambio, tal como se vio en el tema 2. El carácter de los iones (valencia) procedentes de la disociación de las sales y su concentración repercute en dicho espesor. Los iones divalentes quedan retenidos más fuertemente que los monovalentes. Un aumento en la relación  $Ca^{2+}/Na^+$  en el sistema suelo-agua disminuirá el espesor de la doble capa mientras que una disminución en dicha relación lo aumentará. Asimismo, un aumento en la concentración de sales disminuye el espesor en cambio su lavado produce el efecto contrario.

#### 5.4.1. Componentes del balance salino

Las sales penetran en el suelo a partir de la infiltración de agua de riego, de canales de distribución o de la lluvia. Su extracción, en cambio, se lleva a cabo por el sistema de avenamiento o por escorrentía superficial. No debe de olvidarse las aportaciones de sales procedentes de la zona saturada y su eliminación a partir de pozos de avenamiento. El contenido de sales de la zona radical variará con las condiciones del agua superficial y subterránea y con el contenido de humedad en el suelo. Las sales solubles se disocian en iones que se mueven conjuntamente con las moléculas de agua siguiendo su misma trayectoria, y con la misma velocidad. Las líneas de corriente hacia drenes y pozos muestran la trayectoria seguida por los iones disueltos en el agua subterránea. Éstas pueden alcanzar profundidades mayores a la de los drenes por lo que las sales, y otros solutos, se acumularán en zonas profundas del acuífero.

Para realizar el balance salino se considera una columna prismática de suelo con longitud desde la superficie del suelo hasta la base impermeable del acuífero. Se fijan unos límite laterales que suelen corresponder con dos planos verticales imaginarios. Supuesto condiciones de régimen permanente, el nivel freático del sistema es constante.

El balance de sales solubles de la superficie del suelo considera, además, que no se produce variación en el contenido de sales debido a la acción del viento y que la evaporación y la evapotranspiración ocurre en la superficie del suelo. Expresando dicho balance con términos  $S$ , masa de sales por unidad de superficie [ $ML^{-2}$ ], se tiene:

$$S_{sa} + S_c + S_{sp} - S_{se} - S_i = \Delta S_{ss} \quad [5.5]$$

donde:  $S_{sa}$ ,  $S_c$  y  $S_{sp}$  expresan las aportaciones de sales procedentes de la filtración de aguas superficiales (riego) y desde canales de distribución, del ascenso capilar y de la lluvia, respectivamente;  $S_{se}$  y  $S_i$  expresan la extracción de sales del suelo debido al sistema de avenamiento superficial y a la infiltración de aguas superficiales;  $\Delta S_{ss}$  representa la variación del contenido de sales en la superficie del suelo en un determinado intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

En la expresión anterior no se ha tenido en cuenta ni la aportación de sales, en forma sólida, por la aplicación de fertilizantes ni la extracción de las mismas por el cultivo.

El balance salino de la zona subsaturada, excluyendo la franja capilar, viene dado por:

$$S_i + S_g - S_c - S_r = \Delta S_s \quad [5.6]$$

donde:  $S_g$  representa las sales que pasan a la zona subsaturada procedente de la zona saturada;  $S_r$  las sales que se mueven desde la zona subsaturada hacia la saturada e  $\Delta S_s$  la variación del contenido de sales en la zona subsaturada en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

Las expresiones (5.5) y (5.6) son muy simplistas. La acumulación de sales por la evaporación y evapotranspiración es mucho más complicada que lo que sus términos, en las expresiones anteriores, aparentan. Ambos procesos tienen lugar tanto en la superficie del suelo como en la zona subsaturada y su intensidad disminuye con la profundidad.

El balance de sales de la zona saturada, incluyendo la franja capilar, viene dado por:

$$S_r + S_{ga} - S_g - S_{ge} - S_q = \Delta S_g \quad [5.7]$$

donde:  $S_{ga}$  expresa la aportación lateral de sales a la zona saturada;  $S_{ge}$  y  $S_q$  representan la extracción lateral de sales y la extracción debida al sistema de avenamiento subterráneo de la zona saturada, respectivamente, e  $\Delta S_g$  la variación del contenido de sales en la zona saturada en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

Si la zona saturada es heterogénea en profundidad, se puede descomponer en varias subzonas, al igual que se realizó con la zona subsaturada en el balance hídrico.

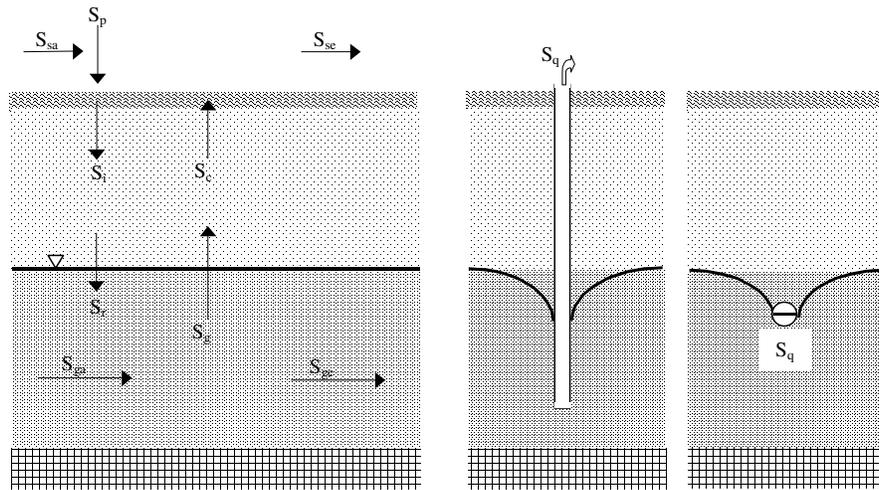


Figura 5.4. Componentes del balance salino.

Al adicionar las tres expresiones anteriores (5.5), (5.6) y (5.7) se obtiene el balance salino global de la zona pero dado que, el aporte de sales procedente de la lluvia es muy pequeño,  $S_p$  se puede despreciar y queda:

$$S_{sa} + S_{ga} - S_{se} - S_{ge} - S_q = \Delta S_{ss} + \Delta S_s + \Delta S_g \quad [5.8]$$

En esta expresión no se ha incluido la acumulación de sales por precipitación. Su efecto es más pronunciado en concentraciones de sales elevadas. Por otra parte, tampoco tiene en cuenta las interacciones entre el agua y las sales producidas en la zona radical ni la distribución de sales en el perfil del suelo.

En los balances anteriores son aplicables a sales disueltas tales como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCl}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ . Cada sal posee una determinada solubilidad que al sobrepasarse provoca su precipitación. Las sales menos solubles son las de  $\text{Ca CO}_3$  y  $\text{Mg CO}_3$  y las más solubles las sódicas.

En superficies con un acuífero libre, de gran espesor se suele limitar el estudio de la zona saturada a la parte superior del acuífero, aproximadamente, los diez primeros metros, dado que concentración de sales por debajo de esta profundidad no cambia en periodos cortos de tiempo. Sin embargo, si cambiaría en situaciones donde se colocan pozos de avenamiento en profundidad.

Para estimar el cambio de la concentración salina en la zona saturada se debe de realizar el balance hídrico-salino de la zona subsaturada, dado que es a través de esta zona por la que las sales se mueven hacia el agua subterránea. En zonas con nivel freático superficial, el agua y las sales se mueven hacia la superficie del suelo por ascenso capilar, allí el agua se evapora y las sales se acumulan en los horizontes superiores.

Otros autores han desarrollado balances salinos más detallados que los expuestos anteriormente. Bralts (1972) calcula la distribución de sales en la zona radical después del riego a partir de:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^z [c(z, t)\theta(z, t)] dz = q(0, t)c_0(t) - q(z, t) \quad [5.9]$$

donde:  $q$  es el volumen de agua aplicado por unidad de superficie;  $\theta$  es el contenido de agua en el suelo que junto con la concentración de sales  $c$  son funciones de la profundidad del punto considerado dentro del perfil del suelo  $z$  y del tiempo  $t$ ;  $c_0$  es la concentración de sales del riego.

La ecuación anterior se resuelve por métodos numéricos aplicando la condición inicial y las condiciones de contorno del problema planteado. Otros autores han elaborado ecuaciones analíticas en la que se considera la extracción de agua por las raíces.

En situaciones con nivel freático somero, las posibles deficiencias de los aportes procedentes de la lluvia y del riego pueden ser cubiertos por el flujo ascendente desde la zona saturada, por lo que en principio no es necesario avenar y las sales quedarían acumuladas en la zona radical. Esta situación no puede continuar indefinidamente. En el suelo debe producirse el flujo ascendente y el avenamiento de forma alternativa durante el año. En la práctica, el último se produce durante la estación invernal y al principio de la campaña de riego, en zonas donde el agua de lluvia y la aplicada en el riego son grandes y las necesidades hídricas del cultivo pequeñas. El flujo ascendente tiene lugar al final de la campaña de riegos, donde las aportaciones por lluvia y riego son insuficientes para cubrir con unas necesidades hídricas del cultivo mayores. Si este proceso continúa y no se efectúa un lavado de sales, el aumento de la salinidad en el suelo subsaturado reducirá la absorción de agua por las raíces y producirá el marchitamiento de la planta. El lavado debe mantener la productividad del cultivo.

En los proyectos de avenamiento se debe de realizar el seguimiento de la acumulación de sales del suelo para lo que se deberá considerar: la concentración de sales en el agua subterránea y

la de la zona subsaturada, la profundidad y separación de drenes y, en su caso, el caudal extraído y profundidad de los pozos de avenamiento. Las dos primeras, están determinados por la naturaleza e historia previa del suelo en estudio en cambio, los dos últimos son variables del proyecto.

Los balances salinos utilizan los mismos datos que los balances hídricos. Por lo general este tipo de estudios se realiza en parcelas de experimentación junto con el estudio del movimiento del agua. Se necesita disponer de una red de piezómetros colocados por toda la superficie de estudio donde se hace el seguimiento de la variación del nivel freático y se toman muestras para el análisis de sales. En la práctica, se suele medir la concentración de sales en la zona subsaturada antes y después del lavado de sales y antes y después del periodo de crecimiento del cultivo.

#### 5.4.2. Lavado de sales. Fracción de lavado

En particular, sólo el agua aplicada en superficie puede invertir el sentido ascendente del flujo de sales debido a la evapotranspiración. Se suele aceptar que la filtración del agua de lluvias y las pérdidas por filtración profunda del agua del riego, cuando están distribuidas de forma uniforme basta para cumplir la misión de lavado. En caso, contrario esta misión debe de ser completada aumentando la dosis de riego o mediante aplicaciones de agua individuales con tal fin.

La concentración salina del nivel freático recomienda una profundidad crítica mínima para limitar el ascenso de sales durante periodos fuera de la campaña de riegos. El criterio para seleccionar esta profundidad crítica es función de la campaña de riegos, de la estación seca, de las características del cultivo. Durante la campaña de riegos la FAO sugiere los siguientes valores:

- cultivos hortícolas: aproximadamente 0,9 m.
- cultivos arbóreos: entre 1 y 1,4 m.

Durante la campaña de riegos, se minimiza el riesgo de salinización por acenso capilar debido a la filtración profunda. Por lo que se puede reducir el requisito de la profundidad mínima del nivel freático.

Dada una situación de régimen permanente y, despreciando la aportación de sales por ascenso capilar, por la disolución de minerales del suelo, la adición de las expresiones (5.5), (5.6) y (5.7) se simplifica a:

$$S_a - S_d = 0 \quad [5.10]$$

donde:  $S_d$  ( $S_q + S_{sse}$ ) es el contenido de sales que se elimina por el sistema de drenaje y  $S_a$  ( $S_p + S_{ssa}$ ) es el aporte de sales procedente de la lluvia o del riego.

En la práctica los volúmenes de agua se expresan por unidad de superficie, lo que equivale a una lámina  $H$  [L] y la concentración total de sales  $c$  como masa por unidad de volumen [ $ML^{-3}$ ]. El valor de esta última se mide en términos de conductividad eléctrica de la solución CE (U.S. Salinity Laboratory 1954) por lo que puede ser utilizada en vez de su concentración con razonable precisión, particularmente cuando la disolución y la precipitación de sales son bajas. Considerando todo esto, la expresión anterior puede reescribirse como:

$$L = \frac{H_d}{H_a} = \frac{c_a}{c_d} = \frac{CE_a}{CE_d} \quad [5.10']$$

donde:  $L$  es la fracción de lavado y los subíndices  $a$  y  $d$  hacen referencia a aportaciones y a extracción por el sistema de drenaje, respectivamente.

El significado del término “fracción de lavado” genera unas expectativas que no se corresponden con su precisión. Según la expresión anterior para mantener el balance salino, el contenido de sales añadido con el riego, supuesto que el contenido de sales de la lluvia es despreciable, debe de igualar al contenido de salesavenado. Ésta ecuación, como se comentó anteriormente, es aplicable a sales en disolución. La relación entre  $L$  y la salinidad de la zona radical es fundamental para controlar la salinidad del suelo.

El concepto de necesidades de lavado  $L_r$ , desarrollado por Richards (1954) en el U.S. Salinity Laboratory, define a la fracción mínima de agua que debe filtrarse por debajo de la zona radical para prevenir que la concentración media de sales en el suelo exceda un determinado límite prefijado, sin mermar la productividad del cultivo. Suelen ser calculadas con expresiones, en general, simplistas, como la expresión (5.10') como:

$$L_r = \frac{H_d^*}{H_a} = \frac{c_a}{c_d^*} = \frac{CE_a}{CE_d^*} \quad [5.10']$$

donde (\*) diferencia valores requeridos de los actuales.

De la ecuación anterior se observa que la variación de la fracción de agua aplicada modifica la concentración de sales. Un buen manejo del riego exige buscar un compromiso entre la conservación del agua y el control de la salinidad. La estimación de la lámina de lavado debe ser hecha con cuidado. Un exceso de agua tiende a lixiviar nutrientes esenciales para el cultivo, a aumentar el agua pérdida por filtración profunda y a disminuir el contenido de oxígeno disuelto en el suelo si éste se llega a encharcar. Las necesidades de lavado son función de la concentración de sales del agua del riego, de la cantidad de agua consumida en la evapotranspiración y de la tolerancia a la salinidad del cultivo, que determinará la concentración de sales máxima permitida, del suelo y del manejo del agua.

Los modelos desarrollados relacionan  $c_d^*$  con valores de CE indicativos de las necesidades de lavado. La concentración máxima de la solución del suelo no debe superar los 0,4 S/m (4 mmho/cm) en cultivos susceptibles a la salinidad. En cultivos tolerantes a ella, como la alfalfa y maíz, se adopta un valor de 0,8 S/m y en cultivos muy tolerantes, como la cebada, se toma 1,2 S/m. Hasta ahora en ninguno de ellos se ha considerado la aplicación no uniforme del riego lo que originará un lavado de sales desigual en todo el campo de riego con acumulación de sales en las áreas donde dichas necesidades no hayan sido cubiertas. En estos casos, se debe llegar a un compromiso entre la aplicación de láminas de riego mayores que cubran las necesidades de lavado en todo el campo, aunque se riegue en exceso la mayor parte del él, o bien aceptar una reducción de la productividad del cultivo en las áreas donde no se cubran las necesidades.

El concepto de necesidades de lavado no considera la distribución de sales en la zona radical. Ésta variará con la frecuencia del riego, la dosis aplicada y la calidad del agua. La distribución espacial y temporal de sales será también función de la disminución del contenido hídrico entre riegos. Cuanto menor sea la frecuencia de riegos, mayor será la acumulación de sales entre riegos sucesivos. En la determinación de la fracción de lavado se debe de tener en cuenta la conductividad hidráulica del horizonte sobre el que se encuentra la zona radical. Si su valor es muy bajo el flujo limitado por lo que puede dificultar la obtención de la fracción prevista. Un conocimiento más profundo del balance salino y de las necesidades de lavado requiere la consulta de obras especializadas como: Salinity Control en: "Drainage Principles and Applications" capítulo 15 y "Agricultural Salinity Assessment and Management" capítulo 11.

Para alcanzar el objetivo planteado por las necesidades de lavado se necesita avanzar en la tecnología de los sistemas de riego y en su manejo. En la actualidad, en muchas zonas regadas las prácticas de riego son ineficaces y en algunas de ellas, las láminas de lavado aplicado resultan excesivas lo que supone un coste económico: se pierde energía, agua y nutrientes, aparte, que deteriora la calidad del agua e incrementa la capacidad del sistema de avenamiento. En resumen, la estimación de las necesidades de lavado de cada cultivo y su aplicación con la práctica del riego resulta fundamental para mantener la productividad del cultivo y las características físicas del suelo.

## 5.5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Hillel D. 1998. Movement of solutes and soil salinity en: "*Environmental Soil Physics*". Academic Press, New York. 243-268.
- Ridder, N.A y J Boonstra. 1994. Analysis of water balance. En: "*Drainage Principles and Applications*. ILRI Publication 16". 2ª ed. Holanda. 601-634.
- Tanji K.K (ed). 1990. Leaching fraction and root zone salinity control. En: "*Agricultural Salinity Assessment and Management*". ASCE Manual and Reports on Engineering Practice No 71. USA 237-261.
- van Hoorn, J.W y J.G. Alphen. 1994. Salinity Control. En: "*Drainage Principles and Applications*. ILRI Publication 16". 2ª ed. Holanda. 533-600.

## 5.6. LISTA DE SÍMBOLOS UTILIZADOS

		Dimensión
A:	Superficie,	$L^2$
C:	Intensidad del ascenso capilar,	$LT^{-1}$
c:	Coefficiente de escorrentía; concentración,	[-]; $ML^{-3}$
$E_0$ :	Intensidad evaporativa de la superficie del suelo,	$LT^{-1}$
Et:	Intensidad de evapotranspiración,	$LT^{-1}$
H:	Lámina de agua,	L
h:	Nivel freático o piezométrico,	L
I	Infiltración del agua de riego o procedente de sistemas de conducción.	$LT^{-1}$
L:	Fracción de lavado,	-
$L_r$ :	Necesidades de lavado,	-
P:	Intensidad en la precipitación,	$LT^{-1}$
Q:	Caudal,	$L^3 T^{-1}$
R:	Intensidad de recarga hacia la zona saturada,	$LT^{-1}$
S:	Concentración de sales,	$ML^2$
T:	Periodo de retorno,	T
t:	Tiempo,	T
$\alpha$ :	Porosidad efectiva o coeficiente de almacenamiento,	-
$\theta$ :	Contenido de agua,	-
$\Delta$ :	Incremento.	
<i>Subíndices:</i>		
a:	Afluencias, entradas,	
c:	Ascenso capilar,	
e, d:	Extracciones, salidas,	
g:	Zona saturada,	
h:	Horizontal,	
i:	Infiltrado,	
q:	Extraído por avenamiento,	
s:	Zona subsaturada,	
ss:	Superficie del suelo,	
v:	Vertical.	

