

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XVIII CONGRESO CHILENO DE HIDRAULICA

**MÉTODO PARA LA DETERMINACIÓN DE LOS VALORES INICIALES
DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO SIMED**

MIGUEL CARO H.¹

RESUMEN

El modelo SIMED es un modelo de generación de esorrentía diaria para cuencas pluviales, que ha sido utilizado por la Dirección General de Aguas en varias cuencas de nuestro país. Su principal ventaja con respecto otros modelos como el SACRAMENTO, es que utiliza menos parámetros para su implementación y calibración. Sin embargo hasta hace algún tiempo la metodología asociada a la determinación de los valores iniciales de los parámetros correspondía en general a largos y cuantiosos estudios de terreno o de inferencia indirecta a través de estudios agronómicos. En este trabajo se exponen los fundamentos matemáticos y físicos basados en los estudios y resultados obtenidos en el desarrollo de la memoria de título denominada “*Modelación Hidrológica de Cuencas Pluviales, Hoya Hidrográfica del Río Maule*” realizada durante el año 2005 (Caro, 2005). El resultado es un esquema intuitivo de trabajo, que permitirá además determinar los rangos de validez de algunos parámetros con la premura requerida en los tiempos actuales.

Se ha incluido como elemento nuevo la deducción del grado de humedad correspondiente a la humedad residual de la masa de suelo, en función de la porosidad efectiva y la total. El grado de humedad correspondiente a la humedad residual se utiliza como cota mínima en la estimación de la humedad correspondiente a la capacidad de campo para un determinado tipo de suelo. Además cabe mencionar que por razones de espacio no se incluyen gráficas para ilustrar el método. Se ha preferido por tanto, la inferencia matemática, pues en la memoria citada, se aplica el método detalladamente a tres cuencas de la VII región.

¹Ingeniero Civil Hidráulico, Departamento de Estudios y Planificación, DGA – mail: miguel.caro@mop.gov.cl

1 MODELO SIMED

El modelo SIMED (DGA, 2003), es un modelo matemático desarrollado para la simulación de caudales medios diarios en una cuenca de régimen pluvial. La generación de estos caudales medios diarios, se realiza a través de un programa desarrollado por el ingeniero civil Sr. Pablo Isensee M. en lenguaje *Free Pascal* y adaptado al lenguaje *Delphi7.0* por el ingeniero civil Sr. Mauricio Zambrano.

La figura 1-1 muestra un diagrama esquemático del modelo SIMED. En este modelo el ciclo hidrológico se describe a través de un sistema que considera los procesos de evapotranspiración, infiltración, almacenamiento de humedad, generación de escorrentía directa, percolación profunda y flujo base, los cuales se evalúan a nivel horario.

La lluvia que cae sobre la cuenca, lo hace sobre un manto permeable en donde se generan los procesos de infiltración, evapotranspiración y percolación profunda. La contabilización de la humedad, se realiza en esta capa de suelo superficial considerando un estanque ficticio en la parte alta, el cual tiene como variable de estado la proporción de humedad acumulada. En este estanque, se efectúa en forma horaria un balance hídrico, que permite satisfacer las necesidades de evapotranspiración y establecer la magnitud de la percolación profunda si los niveles de humedad remanente en el estanque lo permiten.

Si la intensidad de la lluvia es mayor que la tasa de infiltración, se establece la escorrentía directa, la cual escurre superficialmente a una tasa determinada por el hidrograma unitario de la cuenca. La lluvia efectiva se establece como la diferencia entre la lluvia y la infiltración horaria. La infiltración es determinada a través del método propuesto por Green y Ampt (1911); este método modela la humedad en la zona no saturada como un flujo pistón, el frente de mojado es un frente brusco sobre el cual el suelo se encuentra saturado, y bajo él se tiene la humedad antecedente del intervalo anterior. La tasa de infiltración resulta proporcional a la variación de humedad inducida por este frente. Las ecuaciones resultantes son de fácil integración.

La percolación profunda sólo ocurre cuando el nivel de humedad remanente del estanque superior, después de satisfechas las necesidades evapotranspirativas, supera la humedad equivalente a la capacidad de campo. Cuando esto sucede, el estanque superior derrama agua sobre el estanque inferior, encargado de generar el flujo base. El flujo base es proporcional al volumen embalsado, y su tasa depende exponencialmente de una constante de tiempo.

El modelo utiliza como datos de entrada la lluvia diaria y evaporación mensual sobre la cuenca, los cuales son convertidos en magnitudes horarias a través de tablas de distribución horarias para la lluvia y evaporación de la cuenca; además se requiere un conjunto de parámetros cuyos valores dependen de las propiedades más comunes del suelo. Lo anterior hace que el conjunto de parámetros por conocer sea considerablemente menor comparado con otros modelos.

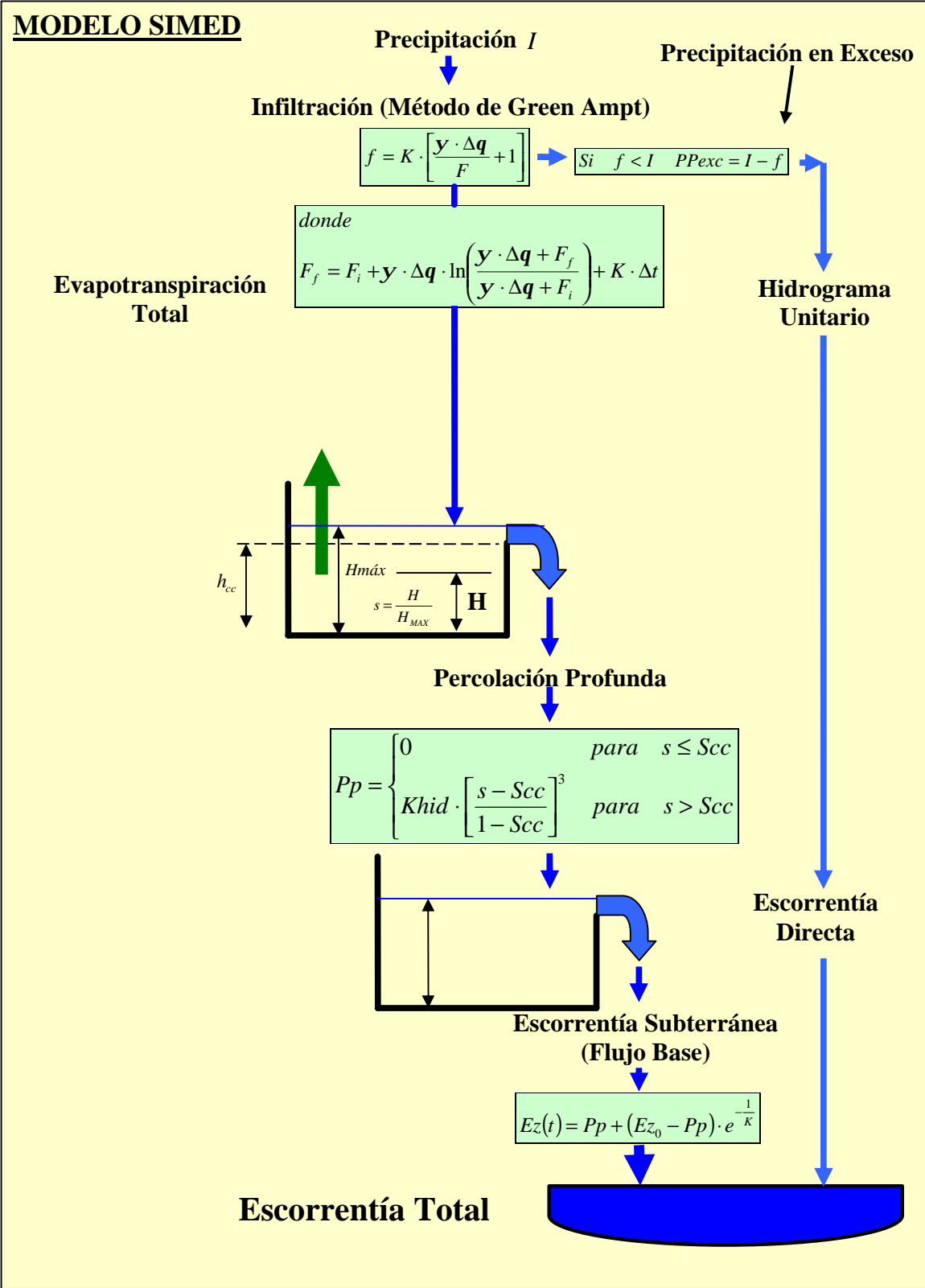


Figura 1.1 Diagrama Esquemático del Modelo SIMED

El modelo requiere de archivos con datos de:

- Lluvia diaria,
- Caudales medios diarios observados,
- Evaporación mensual,
- Ordenadas del hidrograma unitario de la cuenca, para lluvias de 1 hora,
- Valores iniciales de parámetros,

Los parámetros del modelo son:

- | | |
|--|---------------|
| • Coeficiente de precipitación | A , |
| • Índice del poder evaporante de la atmósfera | B , |
| • Constante de embalse subterráneo | K , |
| • Conductividad hidráulica vertical | Kh_{id} , |
| • Grado de humedad correspondiente a la capacidad de campo | Sc_c , |
| • Grado de humedad correspondiente a punto de marchitez permanente | $Smín$, |
| • Grado de humedad sobre el cual la evapotranspiración toma el valor potencial | $Scrit$, |
| • Profundidad de suelo | H_{suelo} , |
| • Porosidad efectiva | $PorEf$, |
| • Altura capilar | H_{cap} , |

En total son 10 parámetros que requieren la determinación de sus respectivos valores, algunos se determinarán por única vez para la cuenca, estos son: el coeficiente de precipitación y el índice del poder evaporante de la atmósfera, para los restantes parámetros han de determinarse los valores iniciales, su valor final está supeditado a la calibración del modelo.

Frecuentemente obtener los valores iniciales de los parámetros es una tarea ardua y muchas veces engorrosa, debido principalmente a la gran cantidad de información que se requiere acerca del suelo. Si se quiere obtener el valor de la conductividad hidráulica vertical promedio sobre la cuenca, se puede por ejemplo planificar una campaña de terreno para utilizar *infiltrómetro de anillo* en varios puntos de la cuenca, para luego establecer el valor buscado. Esto tomará mucho tiempo y también redundará en gastos muchas veces excesivos para un proyecto hidrológico. Lo mismo ocurre al momento de determinar la porosidad efectiva, la porosidad total y la altura capilar de la masa de suelo, los cuales requieren de análisis de muestras de suelo en toda el área de la cuenca. Otra forma de abordar este requerimiento es considerar sendos estudios agronómicos y de suelos que permitan inferir con la menor incerteza posible los valores buscados.

A continuación se describe una metodología simple y rápida que permite la determinación de los valores iniciales de los parámetros de suelo y agronómicos analizando fundamentalmente series de caudales e infiriendo a través de las ecuaciones del modelo la implicancia física y las condiciones necesarias para deducir un adecuado valor para cada parámetro.

Se propone seguir el esquema mostrado en la figura 1.2

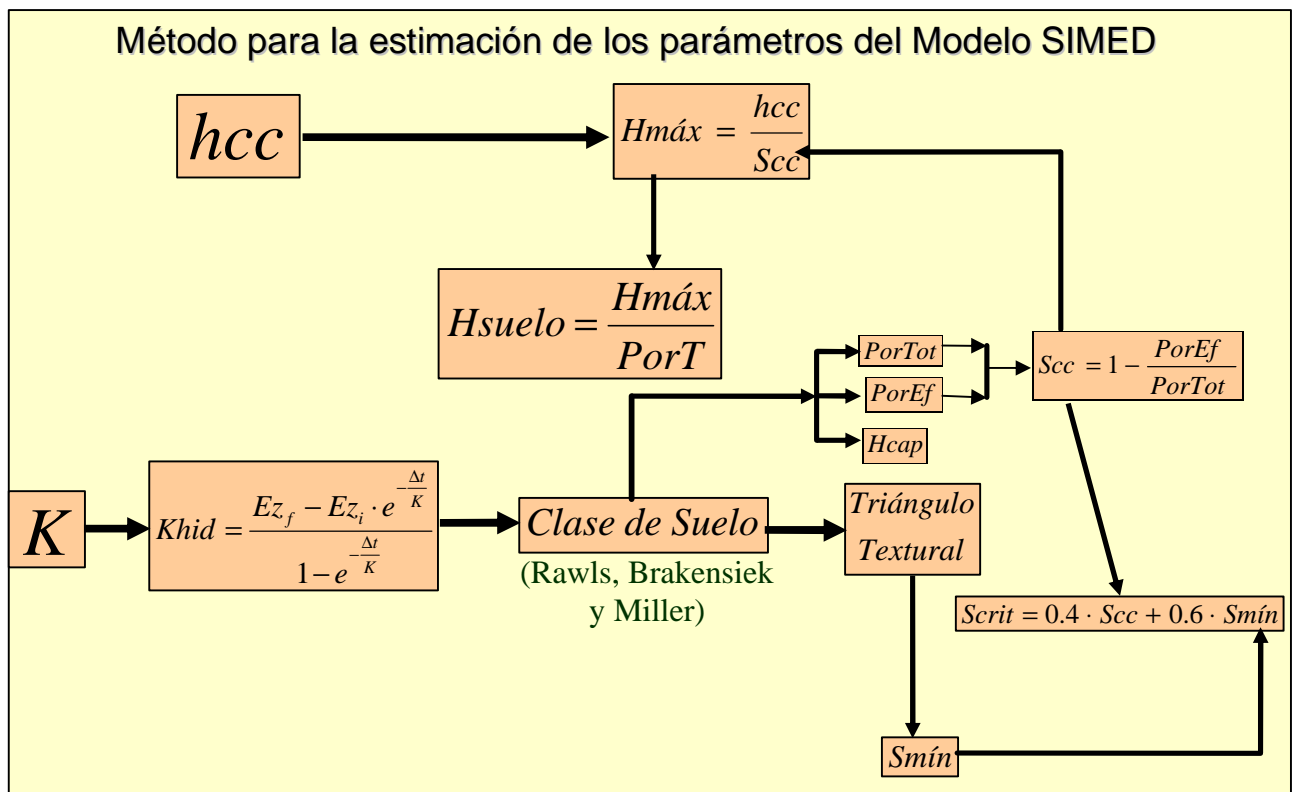


Figura 1.2

En primer lugar se determina la constante de embalse subterráneo K analizando varias recesiones en tiempo de estiaje, esto permite determinar un rango de valores adecuados para K . Luego se estudian recesiones en épocas particularmente húmedas para determinar dos valores de escorrentía subterránea que junto al valor de K permitirá determinar la conductividad hidráulica vertical promedio de la cuenca. Con el valor de la conductividad hidráulica vertical es posible obtener la clasificación del suelo utilizando la tabla 4.3.1 denominada Parámetros de Green-Ampt para varias clases de suelo del libro Hidrología Aplicada de Chow, Maidment y Mays (1994, p. 117). Esta tabla tiene como fuente el trabajo de Rawls, Brakensiek y Millar, 1983. Determinado el tipo de suelo, esta tabla entrega los valores de la Porosidad total $PorTot$, Porosidad efectiva $PorEf$ y Altura capilar $Hcap$. Dada la clasificación del suelo se puede utilizar el programa para Windows del Departamento de Agricultura de Estados Unidos denominado "Soil Water Characteristics from Texture", desarrollado a partir del artículo escrito por Saxton et al (1985), para determinar $Smín$. Por otra parte con la porosidad total $PorTot$ y la porosidad efectiva $PorEf$ es posible determinar el grado de humedad mínimo correspondiente a la capacidad de campo Scc , este valor se puede contrastar con los valores determinados en el programa "Soil Water Characteristics from Texture", para decidir el valor inicial. Con Scc y $Smín$ se puede determinar el grado de humedad por sobre el cual la evapotranspiración corresponde a la potencial $Scrit$, utilizando la expresión que relaciona estos parámetros. Por otra parte se determina la altura de la lámina de agua h_{CC} correspondiente a la capacidad de campo. Con este valor y Scc se determina la altura máxima H_{MAX} de la lámina de agua equivalente contenida en

la masa de suelo. Finalmente con este valor y la porosidad total $PorTot$ se determina la profundidad de suelo H_{SUELO} . A continuación se describe en detalle la determinación de cada uno de estos parámetros.

2 ESTIMACIÓN DE LA CONSTANTE DE EMBALSE SUBTERRÁNEO K

El cálculo de la escorrentía subterránea está basado en el supuesto de que el estanque de embalse subterráneo tiene comportamiento lineal, es decir se satisface la siguiente ecuación:

$$\nabla = K \cdot Q \quad (2-1)$$

donde: ∇ = Almacenamiento en m^3

Q = Caudal en m^3/s

K = Constante de embalse subterráneo en *seg*

La ecuación de continuidad exige que el cambio temporal del volumen embalsado esté dado por la diferencia entre lo que entra menos lo que sale, es decir se cumple:

$$\frac{d\nabla}{dt} = P_p(t) - Q(t) \quad (2-2)$$

donde: $P_p(t)$ = Percolación profunda en m^3/s

$Q(t)$ = Caudal que sale desde el embalse subterráneo en m^3/s

(Lo anterior supone que no existen otras salidas subterráneas desde el acuífero). Diferenciando la función de almacenamiento $\nabla = K \cdot Q$ resulta:

$$\frac{d\nabla}{dt} = K \cdot \frac{dQ(t)}{dt} \quad (2-3)$$

Luego la ecuación (2) toma la siguiente forma:

$$K \cdot \frac{dQ(t)}{dt} = P_p(t) - Q(t) \quad (2-4)$$

Integrando la ecuación (2-4) con las condiciones iniciales:

$$Q = Q(t_0) \quad \text{en} \quad t = t_0$$

Se tiene:

$$\ln(Q(t) - P_p) + \frac{t}{K} = \ln(Q(t_0) - P_p) + \frac{t_0}{K}$$

De donde finalmente se obtiene:

$$K = \frac{t - t_0}{\ln\left(\frac{Q(t_0) - P_p}{Q(t) - P_p}\right)} \quad (2-5)$$

En tiempos de estiaje la percolación profunda se anula, luego la ecuación (5) se reduce a la siguiente expresión:

$$K = \frac{t - t_0}{\ln\left(\frac{Q(t_0)}{Q(t)}\right)} \quad (2-6)$$

K se puede obtener a partir de la ecuación (2-6) si se conocen los caudales instantáneos en tiempos de estiaje para dos instantes de tiempo conocidos:

Recordando además que para establecer la ecuación (2-6), se consideró la percolación profunda constante durante el intervalo de tiempo $\Delta t = t - t_0$, éste intervalo de tiempo corresponde a 1 hr , es decir $\Delta t = 3600 \text{ seg}$. Dentro de este rango de diferencia temporal la hipótesis de *percolación profunda constante* es válida, entonces para la determinación de K debemos elegir los tiempos inicial y final de manera que Δt esté en este rango.

Por otra parte si se grafica una recesión considerando el logaritmo natural del caudal versus el tiempo, se tendrá una recta dentro de un rango temporal apreciable. Su ecuación tendrá la forma siguiente:

$$\ln(Q) = m \cdot t + n \quad (2-7)$$

donde: m : pendiente,
 n : intersepto o coeficiente de posición.

De lo anterior se tiene que n corresponde al logaritmo natural del caudal en $t=0$, es decir:
 $n = \ln(Q_0)$

De aquí se tiene:

$$m = \frac{\ln\left(\frac{Q}{Q_0}\right)}{t} \quad (2-8)$$

Entonces, comparando las ecuaciones 2-6 y 2-8, se tiene que la constante de embalse subterráneo corresponde al recíproco de m en una grafica del logaritmo natural del caudal versus el tiempo, es decir:

$$K = \frac{1}{m}$$

Podemos determinar K , a través del cálculo de la pendiente de la recta de recesión en un grafico $\ln(Q)$ v/ s tiempo .

3 DETERMINACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA $Khid$

El estanque subterráneo se alimenta de la percolación profunda proveniente del estanque superficial, la magnitud de esta percolación está supeditada a la siguiente expresión:

$$Pp = \begin{cases} 0 & \text{para } s < s_{CC} \\ Khid \cdot \left(\frac{s - s_{CC}}{1 - s_{CC}} \right)^3 & \text{para } s > s_{CC} \end{cases} \quad (3-1)$$

Es decir, si el suelo está saturado $s = 1$ y la percolación profunda toma un valor constante igual a:

$$Pp = Khid \quad (3-2)$$

Por otra parte el flujo subterráneo está determinado por:

$$Ez_f = Pp + (Ez_i - Pp) \cdot e^{-\frac{\Delta t}{K}} \quad (3-3)$$

Donde la expresión anterior ha sido determinada bajo el supuesto de que la percolación profunda es constante dentro del intervalo de tiempo Δt , además:

$Ez_f = Ez(t_f)$: Flujo subterráneo al final del intervalo de tiempo.

$Ez_i = Ez(t_i)$: Flujo subterráneo al principio del intervalo de tiempo.

K : Constante de embalse subterráneo.

Entonces si el suelo está saturado, la capa superior del suelo alimenta el estanque subterráneo a una tasa constante e igual a la conductividad hidráulica; en estas condiciones se tendrá:

$$Ez_f = Khid + (Ez_i - Khid) \cdot e^{-\frac{\Delta t}{K}} \quad (3-4)$$

De la relación anterior se tendrá entonces que es posible determinar el valor de la conductividad hidráulica Kh_{id} , conocidos los valores de la constante de embalse subterráneo K y el valor inicial y final del flujo subterráneo en el intervalo Δt .

Despejando Kh_{id} de la relación anterior se tendrá:

$$Kh_{id} = \frac{Ez_f - Ez_i \cdot e^{-\frac{\Delta t}{K}}}{1 - e^{-\frac{\Delta t}{K}}} \quad (3-5)$$

Para determinar dos valores de flujo subterráneo se puede separar el flujo base de los hidrogramas de salida de la cuenca. Cabe señalar que este flujo base no es propiamente el flujo primario tal y como lo conocemos, sino que además –debido a la filosofía del modelo- lleva incluido el flujo intermedio. Para salvar este escollo, podemos determinar el flujo base en un período de mucha precipitación en donde los caudales medios diarios se mantengan particularmente altos, se elige la crecida siguiente a uno o dos días de precipitación continuos. Con esto se asegura que estamos incluyendo gran parte del flujo intermedio que fluye naturalmente con mayor rapidez que el flujo primario.

4 DETERMINACIÓN LA POROSIDAD TOTAL Por_{Tot} , DE LA POROSIDAD EFECTIVA Por_{Ef} , DE LA CAPACIDAD DE CAMPO Sc_c , DEL PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE $Smín$, DE LA ASCENCIÓN CAPILAR y Y DEL PARÁMETRO $Scrit$

La capacidad de campo Sc_c , el punto de marchitez permanente $Smín$ y $Scrit$, no son independientes entre si, sino más bien, dependen de la textura del suelo definida por los contenidos de arena, arcilla y materia orgánica. El parámetro $Scrit$ en las prácticas de riego toma el valor correspondiente a una disminución de humedad de un 60% de la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, es decir:

$$Scrit = Sc_c - 0.60 \cdot (Sc_c - Smín) \quad (4-1)$$

De aquí:

$$Scrit = 0.40 \cdot Sc_c + 0.60 \cdot Smín \quad (4-2)$$

Luego una vez determinado Sc_c y $Smín$ para el tipo de suelo, $Scrit$ queda determinado por la ecuación (4-2).

4.1 Determinación del grado de humedad correspondiente a la capacidad de campo S_{CC} .

4.1.1 Determinación del grado de humedad correspondiente a la humedad residual.

El grado de humedad correspondiente a la humedad residual se utiliza como cota mínima en la estimación de la humedad correspondiente a la capacidad de campo para un determinado tipo de suelo. Este grado de humedad correspondiente a la humedad residual S_{HR} , se define como el volumen de agua que queda retenido en la masa de suelo después de drenar libremente por gravedad, dividido por el volumen total de agua que puede contener el suelo, después de un periodo de tiempo muy largo. Es decir:

$$S_{HR} = \frac{\text{Vol de agua que queda}}{\text{Vol total de agua}} \quad (4.1.1-1)$$

Por otra parte, la porosidad total $PorTot$ de la masa de suelo queda definida como:

$$PorTot = \frac{\text{Vol total de agua}}{\text{Vol total de suelo}} \quad (4.1.1-2)$$

y la porosidad efectiva $PorEf$ queda definida como:

$$PorEf = \frac{\text{Vol total de agua} - \text{Vol de agua que queda}}{\text{Vol total de suelo}} \quad (4.1.1-3)$$

$$PorEf = PorTot - \frac{\text{Vol de agua que queda}}{\text{Vol total de suelo}} \quad (4.1.1-4)$$

Por otra parte de la ecuación (4.1.1-2) se tiene:

$$\text{Vol total de suelo} = \frac{\text{Vol total de agua}}{PorTot} \quad (4.1.1-5)$$

Luego (4.1.1-5) en (4.1.1-4) nos da:

$$PorEf = PorTot - \frac{\text{Vol de agua que queda}}{\frac{\text{Vol total de agua}}{PorTot}}$$

$$PorEf = PorTot - S_{HR} \cdot PorTot \quad (4.1.1-6)$$

De aquí despejando se tiene:

$$S_{HR} = 1 - \frac{PorEf}{PorTot} \quad (4.1.1-7)$$

A continuación se determina el tipo de suelo promedio de cada cuenca, para esto se utiliza el valor de la conductividad hidráulica promedio $Khid$ de la cuenca obtenida previamente, como un valor de entrada en el Cuadro 4.1.1-1. Este Cuadro corresponde a la Tabla 4.3.1 de Chow V. T. (1994). Al clasificar el suelo se obtienen inmediatamente los valores de $PorTot$, $PorEf$ y y . Luego conocidas la porosidad efectiva y la porosidad total del suelo es posible determinar el grado de humedad correspondiente a la humedad residual S_{HR} a través de la ecuación (4.1.1-7). El cuadro 4.1.1-1 muestra los valores de los parámetros de Green-Ampt para varias clases de suelo.

| Clase de suelo | Porosidad | Porosidad Efectiva | Ascenso Capilar H_{cap} (cm) | Conductividad hidráulica $Khid$ (cm/h) |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|--|
| Arena | 0.437 (0.374-0.500) | 0.417 (0.354-0.480) | 4.95 (0.97-25.36) | 11.78 |
| Arena margosa | 0.437 (0.363-0.506) | 0.401 (0.329-0.473) | 6.13 (1.35-27.94) | 2.99 |
| Marga arenosa | 0.453 (0.351-0.555) | 0.412 (0.283-0.541) | 11.01 (2.67-45.47) | 1.09 |
| Marga | 0.463 (0.375-0.551) | 0.434 (0.334-0.534) | 8.89 (1.33-59.38) | 0.34 |
| Marga limosa | 0.501 (0.420-0.582) | 0.486 (0.394-0.578) | 16.68 (2.92-95.39) | 0.65 |
| Marga areno arcillosa | 0.398 (0.332-0.464) | 0.33 (0.235-0.425) | 21.85 (4.42-108.0) | 0.15 |
| Marga arcillosa | 0.464 (0.409-0.519) | 0.309 (0.279-0.501) | 20.88 (4.79-91.10) | 0.1 |
| Marga limo arcillosa | 0.471 (0.418-0.524) | 0.432 (0.347-0.517) | 27.3 (5.67-131.50) | 0.1 |
| Arcilla arenosa | 0.43 (0.370-0.490) | 0.321 (0.207-0.435) | 23.9 (4.08-140.2) | 0.06 |
| Arcilla limosa | 0.479 (0.425-0.533) | 0.423 (0.334-0.512) | 29.22 (6.13-139.4) | 0.05 |
| Arcilla | 0.475 (0.427-0.523) | 0.385 (0.269-0.501) | 31.63 (6.39-156.5) | 0.03 |

Cuadro 4.1.1-1 Parámetros de infiltración de Green-Ampt para varias clases de suelo. Los números entre paréntesis debajo de cada parámetro son una desviación estándar alrededor del valor del parámetro dado. Fuente: Rawls, Brakensiek y Millar, 1983.

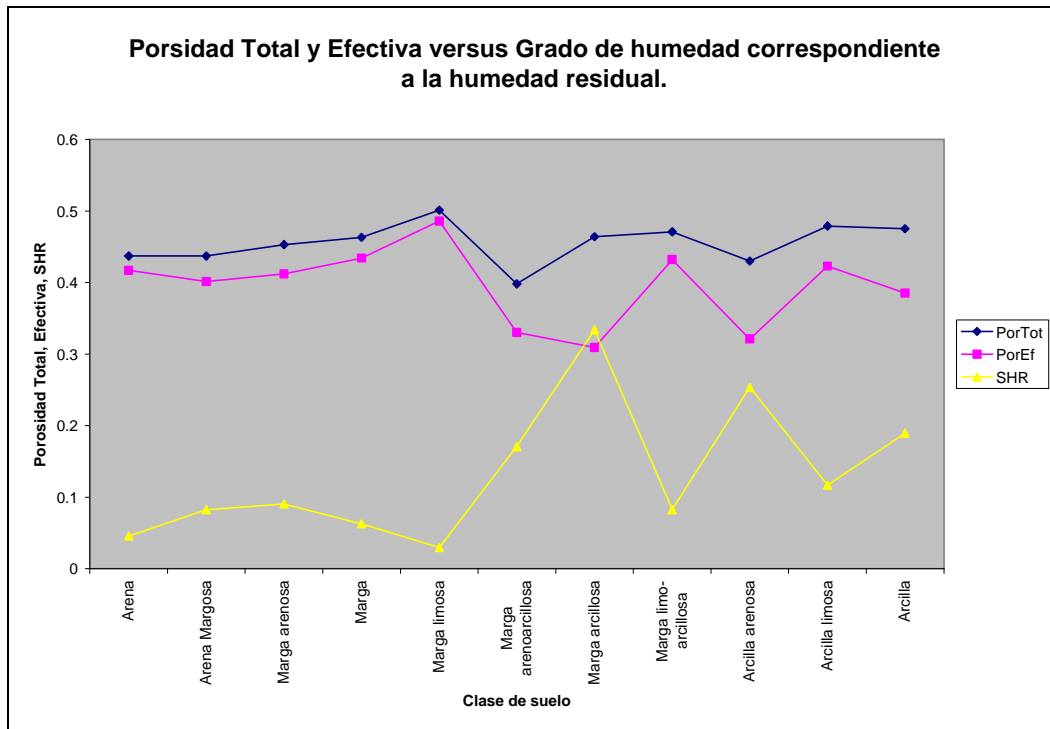


Gráfico 4.1-1

De aquí se desprende un importante resultado, a saber el límite superior para S_{HR} está en torno a 0.4. para el rango de suelos analizados.

4.1.2 Cota mínima para el grado de humedad correspondiente a la capacidad de campo S_{CC}

En las prácticas agrícolas, se define la capacidad de campo como el agua que queda retenida en la masa de suelo después de drenar por gravedad durante 48 horas. De manera que comparativamente para un mismo suelo, se tiene que el volumen de agua correspondiente a la capacidad de campo para un tipo de suelo dado es en general mayor al volumen de agua correspondiente a la humedad residual, debido al tiempo de drenaje. De manera que se puede concluir que el grado de humedad correspondiente a la *Humedad residual* S_{HR} , es menor que el grado de humedad correspondiente a la capacidad de campo S_{CC} . En este sentido S_{HR} constituye una cota mínima para S_{CC} . Luego:

$$S_{HR} < S_{CC} \quad (4.1.2-1)$$

4.2 Determinación del punto de marchitez permanente $Smín$ y del parámetro $Scrit$

Para determinar $Smín$ se puede utilizar el triángulo textural de suelos. El algoritmo de clasificación se encuentra automatizado a través del programa para Windows del Departamento de Agricultura de Estados Unidos denominado “*Soil Water Characteristics from Texture*”. Desarrollado a partir del artículo escrito por Saxton et al (1985). Los valores de estos parámetros están referidos al volumen de suelo, por lo que deben ser divididos por el porcentaje de saturación para convertirlos en grado de saturación. Además este programa permite determinar la porosidad total de suelo y la conductividad hidráulica entre otros, lo cual permite tener un medio de comparación para saber si se está en el camino adecuado. Para determinar estos parámetros a través de este programa, se debe conocer previamente el tipo de suelo considerado

Con el valor de Sc_c y de $Smín$ es posible determinar $Scrit$ a través de la ecuación (4-2)

5 DETERMINACIÓN DE LA ALTURA DE AGUA h_{cc} ASOCIADA AL GRADO DE HUMEDAD CORRESPONDIENTE A LA CAPACIDAD DE CAMPO Sc_c

Se define h_{cc} como el agua en tensión del estanque superficial que no está disponible para drenar libremente, sólo cuando los granos de suelo han sido mojados, se generan micro-conductos que transportan agua en distintas direcciones a través de la masa de suelo.

Luego este nivel de agua se puede determinar considerando una lluvia precedida por un período seco. El lapso sin lluvia debe ser lo suficientemente prolongado como para asegurar que el estanque superior se encuentre seco o muy próximo a este estado. Además la lluvia debe ser lo suficientemente importante como para producir infiltración y percolación profunda, pero deberá ser además de intensidad moderada para dar tiempo a la manifestación de los fenómenos de infiltración y percolación profunda antes de un significativo aumento de la escorrentía superficial.

Bajo estas condiciones se puede suponer que se producirá un aumento brusco del hidrograma, cuando la escorrentía superficial, y la percolación profunda en su componente subsuperficial alcancen el punto de control de la cuenca. Cuando esto suceda la cuantificación de h_{cc} se puede determinar sumando la precipitación de los días anteriores al aumento brusco del hidrograma. En estricto rigor se debe considerar la precipitación media sobre la cuenca, es decir, los valores de precipitación deben ser ponderados por el coeficiente de precipitación A , sin embargo, la determinación de qué porción de la precipitación antecedente contribuye al llenado del estanque primario y cuanto de ella contribuye al aumento de caudal, es incierto. Los límites son por tanto difusos, con una oscilación de valores que puede ser incluso mayor a la exactitud impuesta por la consideración del coeficiente de precipitación A . (Edwards, 1987)

Limitaciones

- La mayoría de las veces, no es posible encontrar un período lo suficientemente largo con las condiciones necesarias para determinar h_{cc} , luego este estanque no está en general vacío.
- Si la cuenca es suficientemente grande puede tener un tiempo de concentración importante. No se sabrá por tanto hasta que tiempo (días, horas) se deberá considerar para la contabilización de la lluvia que produce los efectos deseados. Esto se puede subsanar - en parte- evaluando el tiempo de concentración antes de realizar la contabilización de la lluvia.

6 PROFUNDIDAD DE SUELO H_{suelo}

Dado que la capacidad de campo s_{cc} corresponde a la proporción de agua retenida en la masa de suelo cuando ésta se deja drenar libremente bajo la acción de la gravedad, se puede escribir:

$$s_{cc} = \frac{h_{cc}}{H_{max}} \quad (6-1)$$

Donde: s_{cc} : Capacidad de campo en %/1

h_{cc} : Altura de agua correspondiente a la capacidad de campo.

H_{max} : Máxima altura de agua correspondiente al estado de saturación de la masa de suelo.

Entonces conocidos s_{cc} y h_{cc} es posible determinar H_{max} a través de la definición de la capacidad de campo.

$$s_{cc} = \frac{h_{cc}}{H_{max}} \quad \text{es decir:} \quad H_{max} = \frac{h_{cc}}{s_{cc}} \quad (6-2)$$

Con el valor de $H_{máx}$ se puede determinar la profundidad de suelo, pues;

$$PorT = \frac{H_{máx}}{H_{suelo}} \quad (6-3)$$

Donde: $PorT$: Porosidad total de la masa de suelo,

$H_{máx}$: Máxima lámina de agua contenida en la masa de suelo,

H_{suelo} : Profundidad total de suelo.

De aquí finalmente se obtiene que:

$$H_{suelo} = \frac{H_{m\acute{a}x}}{PorT} \quad (6.4)$$

7 CONCLUSIONES

Se ha propuesto una metodología robusta y rápida para la determinación de los valores iniciales de los parámetros del modelo SIMED. Esta metodología utiliza la información de las series de caudales instantáneos y de precipitaciones para obtener los tres principales valores (K , $Khid$ y hcc) para desencadenar el cálculo de los valores iniciales de los parámetros restantes, de acuerdo al diagrama propuesto en la Figura 1.2.

REFERENCIAS

- Caro, M.** 2005 Modelación Hidrológica de Cuencas Pluviales, Hoya Hidrográfica del Río Maule.
- Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W.** 1994. Hidrología Aplicada. McGraw-Hill Interamericana, S.A. Santafé de Bogota, Colombia.
- Dirección General de Aguas (DGA).** 2003. Actualización de modelación hidrológica Cuenca del Río Maule. Modelo de Simulación de caudales medios diarios SIMED en cuencas pluviales.
- Edwards, F.** 1987. Análisis y Calibración del modelo de Simulación Hidrológica de Sacramento. Memoria para optar al título de ingeniero civil. Universidad de Chile.
- Rawls, W.; Brakensiek, D.; Miller, N.** 1983. Green-Ampt infiltration parameters from soils data.
- Saxton, K.; Rawls, W.; Romberger, J.; Papendick, R.** 1985. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Washington State University.