

VII. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado como parte del proyecto DIUC 15/86 el cual cuenta con financiamiento de la Dirección de Investigación de la Pontificia Universidad Católica de Chile.

VIII. REFERENCIAS

1. BERAN, M. ; HOSKING, J.R.M. y ARNELL, N. (1986). "Comment on Two-component extreme value. Distribution for flood frequency analysis", Water Resources Research, vol. 22, Nº2, pp. 263-266.
2. FIORENTINO, M. , VERSACE, P. , ROSSI, F. (1986). "Regional flood frequency estimation using the two-component extreme value distribution". Hydrological Sciences Jour. vol. 30, Nº1, pp.51-63.
3. HOSKING, J.R.M. , WALLIS, J.R. ; WOOD, E.F. (1985), "estimation of the generalized Extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments", Technometrics, vol. 27, Nº3, pp.251-261.
4. NATIONAL ENVIRONMENTAL RESEARCH COUNCIL, (1975). "Flood studies report". Whitefriars Press Ltd., Londres.
5. ROSSI, F. ; FIORENTINO, M. y VERSACE, P. (1984). "Two-component extreme value distribution for flood frequency analysis", Water Resources Res., vol. 20, Nº7, pp.847-856.67.
6. WAYLEN, P. y WOO, M.K. (1982). "Prediction of annual flood's generated by mixed processes", Water Resources Res., vol. 18, Nº4, pp. 1283-1286.
7. ZELENHASIC, E. (1970). "Theoretical Probability Distribution for flood peaks", Hydrol. Paper 42, Colorado State University, Fort Collins.

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
VIII CONGRESO NACIONAL

MODELACION DE LA INFILTRACION Y SU INFLUENCIA
EN LA RESPUESTA DE UNA CUENCA PLUVIAL

BONIFACIO FERNANDEZ LARRAÑAGA (1)

RESUMEN

La modelación de la infiltración a nivel de cuencas es aún un problema difícil de resolver satisfactoriamente en hidrología, recurriéndose, en general, a procedimientos empíricos sin una base física rigurosa. En este trabajo se muestra un modelo simple para la estimación de la infiltración basado en la física del fenómeno y aplicable para el caso de cuencas hidrográficas. Se informa además sobre un procedimiento de estimación de los parámetros del suelo utilizando para ello información general descriptiva de la cuenca y del uso del suelo. La metodología propuesta se aplica a una cuenca de régimen pluvial en la zona central de Chile. En base a esta aplicación, y con datos de una tormenta real, se analiza el efecto que tiene el disponer de diferentes niveles de información espacial y temporal de la lluvia sobre la infiltración y la crecida resultante.

(1) Ing. Civil, Ph.D. Prof. Adj. Esc. de Ing. Universidad Católica de Chile.

I INTRODUCCION

En hidrología el fenómeno de la infiltración ha sido enfocado desde muy diversos puntos de vista. Por una parte las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua en el suelo, en condiciones saturadas y no saturadas, se conocen (Philip, 1969; Hillel, 1971; Vachaud, 1975), de manera que dentro del ambiente controlado de los ensayos de laboratorio es posible predecir con exactitud aceptable los niveles de humedad de una columna de suelo de características conocidas. Sin embargo la aplicación directa de estos procedimientos al caso de una cuenca hidrográfica de dimensiones y propiedades complejas resulta muy costosa. En el pasado, por el contrario, los hidrólogos han optado por tratar el problema de la infiltración de manera empírica ignorando casi totalmente las bases físicas del fenómeno, recurriendo a métodos simples, o incluso llegando al extremo de despreciarla. La mayoría de estos procedimientos empíricos utilizados contienen parámetros de dudoso significado físico lo que hace difícil su calibración y extrapolación. Si bien se reconocen muchas de las limitaciones de estos procedimientos (Peña, 1967) en la práctica no se ha encontrado una solución satisfactoria entre ambos extremos que sea aplicable a cuencas reales y tenga una base física y teórica aceptable.

En un sentido restrictivo la infiltración puede considerarse como el paso del agua desde la atmósfera a través de la superficie del suelo hacia el interior de éste. En hidrología tiene importancia fundamental en las relaciones precipitación-escorrentía que gobiernan fenómenos como las crecidas o la disponibilidad de recursos superficiales y subterráneos. Desde un punto de vista global se reconoce a la infiltración como la principal responsable de la no linealidad del sistema en el comportamiento de una cuenca.

II MODELACION DE LA INFILTRACION.

Para un suelo dado no existe una relación única que permita estimar su capacidad de infiltración en función del tiempo. Ello se debe a que la capacidad de infiltración no depende sólo del suelo y sus propiedades sino también de la historia de la evolución del agua en el suelo, la que a su

vez es función del comportamiento de la lluvia. Esto aparece claro en la definición dada por Reminieras (1970) en su clásico texto de hidrología: "la capacidad de infiltración, I_c , de un suelo dado, bajo condiciones establecidas, es la máxima intensidad de lluvia que puede absorber, siempre que esta sea, a nivel del suelo, igual o mayor que I_c ." De esta definición se desprende, como lo destaca Morel-Seytoux (1983), que mientras el suelo absorbe agua en cantidades inferiores a su capacidad de infiltración no es necesario conocer esta cantidad ya que no interviene en la estimación de la infiltración real. Lo importante es más bien conocer el momento preciso en que el suelo alcanza su límite de absorción. Este instante, medido desde el inicio de la lluvia, se llama tiempo de inundación (en inglés: ponding time). En ese momento la superficie del suelo está saturada por primera vez. Desde el principio de la lluvia hasta el tiempo de inundación la infiltración es igual a la lluvia que alcanza el suelo:

$$I = r \quad \text{para } 0 < t < t_p \quad (1)$$

Una vez que el suelo está saturado en la superficie, esto es cuando está cubierto por una delgada capa de agua, el suelo absorbe agua de acuerdo a su capacidad. Por lo tanto lo que interesa es la capacidad de infiltración del suelo después de t_p , ya que a partir de ese instante la infiltración es:

$$I = I_c \quad \text{para } t > t_p \quad (2)$$

Ecuaciones como la propuesta por Horton (1939), o procedimientos como el de la Curva Número del SCS (1964), suponen $t_p = 0$, es decir que la superficie del suelo se satura instantáneamente en el momento en que comienza la lluvia, lo que corresponde sólo a precipitaciones muy intensas desde el inicio, o a las condiciones típicas que se consiguen en ensayos de permeabilidad para suelos agrícolas.

Para estimar la infiltración dado un hietograma de lluvia y las propiedades del suelo se requiere calcular el tiempo de inundación y la capacidad de infiltración a partir de ese instante. Adicionalmente, frente a una situación real, se necesita un procedimiento para calibrar los

parámetros de las relaciones utilizadas, o algún método que permita estimarlos en base a las características del suelo y de la lluvia.

2.1.-Tiempo de Inundación.

Se han propuesto diversas fórmulas para calcular el instante en que se produce la inundación para ser empleadas frente a diferentes situaciones de lluvias. (Mein y Larson, 1973; Morel-Seytoux, 1978, 1981; Morel-Seytoux et al. 1977, 1982). Si se conoce la intensidad de la lluvia, r_j , para cada intervalo de tiempo $j=1,2,3,\dots$ cada uno de los cuales termina en el instante t_j , el tiempo en que se satura la superficie del suelo se puede calcular como:

$$t_p = t_{j-1} + (S_f / ((r_j/K) - 1) - W_{j-1}) / r_j \quad \text{si } t_{j-1} < t_p < t_j \quad (3)$$

donde r_j es la intensidad de la lluvia en el intervalo j ; K la conductividad hidráulica del suelo en condiciones de saturación natural; W_{j-1} es el volumen acumulado de agua infiltrada desde el inicio de la lluvia, igual a la cantidad acumulada de lluvia ya que aún no se alcanza t_p ; S_f , denominado factor de succión del almacenamiento, se define como:

$$S_f = (\theta_s - \theta_i) H_c \quad (4)$$

donde θ_s es la humedad, o contenido relativo de agua del suelo, en condiciones de saturación natural; θ_i el contenido inicial de humedad medio sobre un cierto espesor del suelo, el que va a ser afectado por el frente de infiltración; H_c es una medida de la capacidad del suelo para absorber agua por capilaridad, denominada altura de succión capilar, la cual varía, aunque poco, con el contenido de humedad del suelo, (Morel-Seytoux, 1978).

La ecuación (3) es aplicable sólo si t_p resulta comprendido en el intervalo j . De manera que más bien es una relación que sirve para verificar el tiempo de inundación más que para estimarlo. El cálculo se comienza con $j=1$ y se avanza de intervalo en intervalo hasta que se satisface (3).

2.2.-Capacidad de infiltración después de t_p .

En general la mayoría de las ecuaciones que estiman la capacidad de infiltración después que se ha producido la inundación en la superficie del suelo, no expresan esta variable sino más bien la cantidad acumulada de agua que es capaz de admitir el suelo, W_j , de la cual es posible derivar la infiltración promedio durante el intervalo j como:

$$I_j = (W_j - W_{j-1}) / (t_j - t_{j-1}) \quad (5)$$

W_j es función de las propiedades del suelo, de la lluvia y del tiempo transcurrido desde t_p . Para el caso simple en que la intensidad de la lluvia, r , permanece siempre mayor que la permeabilidad del suelo Morel-Seytoux (1980) propone:

$$W_t = W_p + K(t - t_p) / \beta + S R [(t - t_p + B)^{0.5} - B^{0.5}] \quad (6)$$

$$\text{donde: } R = r_p^* / ((r_p^* - 1)(\beta r_p^* - 1))^{0.5} \quad (7)$$

$$B = 0.5 \beta^2 t_p (r_p^* / (r_p^* - 1))^3 \quad (8)$$

donde r_p^* es la razón entre la intensidad de la lluvia en el instante en que se produjo la inundación superficial del suelo, r_p , y la conductividad hidráulica del suelo saturado, K ; W_p es la infiltración acumulada hasta el instante t_p ; β es un factor de corrección para considerar la viscosidad y S la llamada sorptividad del suelo, definida como:

$$S = (2 S_f K)^{0.5} \quad (9)$$

También se han propuesto relaciones para lluvias de intensidad variable con valores menores que la permeabilidad del suelo, (Morel-Seytoux, 1978) e incluso para el caso de lluvias intermitentes, en las cuales se debe llevar adicionalmente una contabilidad del comportamiento del contenido de humedad en el suelo (Morel-Seytoux et al. 1977, 1982).

2.3.-Calibración de la curva de infiltración.

No todos los parámetros del modelo expuesto, (θ_s , θ_i , K , H_c , S , S_f , β), son independientes y además varios pueden ser estimados a partir de consideraciones generales sin mucho error en la mayoría de los casos prácticos. Las condiciones iniciales del suelo antes de la tormenta están reflejadas en θ_i las que a su vez influyen en el valor de S_f . En general el valor de θ_s se puede estimar como ligeramente menor que la porosidad del suelo y θ_i de las condiciones de éste al inicio de la tormenta. El factor de corrección viscoso, β , varía entre 1,1 y 1,7 y en primera aproximación puede suponerse igual a 1,3. Como los valores de K , H_c , S y S_f están relacionados basta conocer dos de ellos para poder emplear la ecuaciones que permiten calcular t_p y W_t .

Si en una zona de dimensiones suficientemente pequeñas como para poder suponer que las características del suelo son homogéneas, se dispone de datos de tormentas y crecidas, es decir de precipitaciones y escurrimientos simultáneos, en base a ellos se pueden calibrar los parámetros K y S_f del modelo de infiltración descrito, igualando el valor de lluvia neta (lluvia total menos la infiltración, interceptación y detención superficial) con el volumen escurrido.

En cuencas en las cuales no se dispone de registros simultáneos de precipitación y escurrimiento es necesario estimar los parámetros en base a las propiedades del suelo. Recientemente Morel-Seytoux y Verdin (1980,1983) proponen un procedimiento para estimar las propiedades del suelo, K y S_f , relacionándolos con el valor de la Curva Número, CN, obtenida de acuerdo al conocido método propuesto por el SCS de EE.UU. (Soil Conservation Service, 1964). El método de la curva número estima la infiltración basado en la apreciación general de que tormentas de larga duración sobre áreas pequeñas producen un escurrimiento que tiende asintóticamente a igualar la cantidad de agua caída. Las propiedades del suelo influyen en el proceso a través del almacenamiento, el cual se describe mediante el valor de CN. Basado en gran cantidad de observaciones sobre el uso del suelo, su tratamiento, condiciones hidrológicas y grupos de suelos, el SCS desarrolló tablas descriptivas que

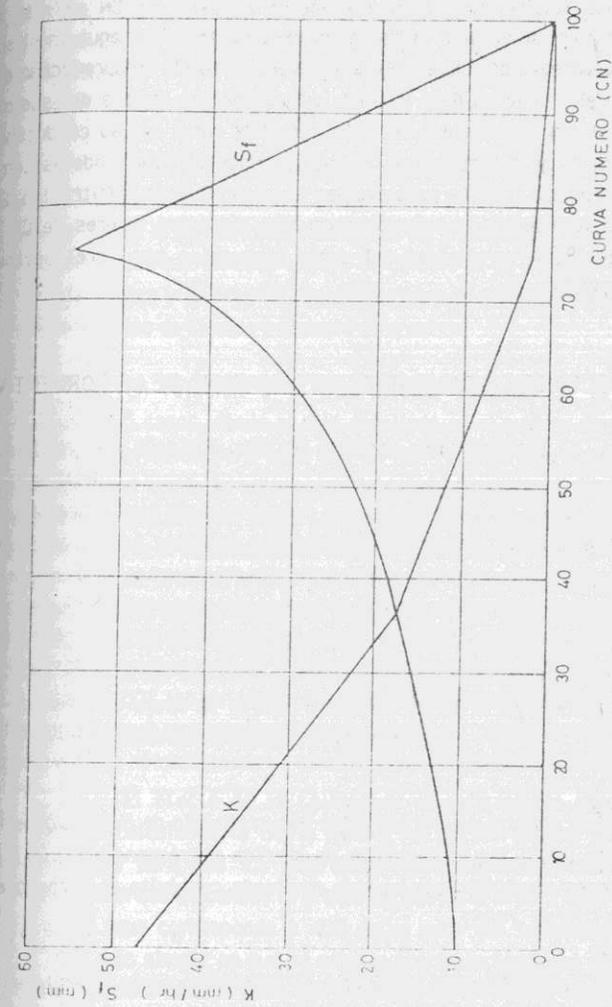


Figura 1.- Relación entre las propiedades del suelo (K , S_f) y el valor de CN, de acuerdo a los valores propuestos por Morel-Seytoux y Verdin (1983).

permiten asociar a una zona un valor de CN. Sin embargo el método para estimar la infiltración una vez conocido el valor de CN es más bien empírico y no se basa en la física del escurrimiento del agua en el suelo. La idea planteada por Morel-Seytoux y Verdín (1983) es aprovechar estas mismas descripciones para evaluar los parámetros físicos del suelo que intervienen en el fenómeno de la infiltración, como son su conductividad hidráulica, K , y la sorptividad, S . Esto permite utilizar modelos con una base física más robusta para evaluar el proceso de la infiltración. En la Figura 1 se muestra la relación propuesta entre los valores de CN y la conductividad y sorptividad del suelo propuestos por Morel-Seytoux y Verdín (1983).

III.- EFECTO DE LA CALIDAD DE INFORMACION DE LA TORMENTA.

El procedimiento descrito ha sido utilizado para modelar los procesos de infiltración en una cuenca costera netamente pluvial en la zona central de Chile, como es el caso del estero Viña del Mar, para la cual no se dispone de datos simultáneos de lluvias y caudales. Los parámetros del suelo se estimaron en base a una descripción relativamente detallada de la cuenca y el uso del suelo utilizando la metodología presentada. La cuenca total, de 417 km², se dividió en 17 subzonas relativamente homogéneas, de tamaños variables desde 6 hasta 70 km², y para cada una de ellas se estimó el valor de CN de acuerdo al método descriptivo del SCS. En este caso se consideraron también las condiciones hidrológicas de humedad iniciales de la cuenca. Para cada subárea se estimó la precipitación efectiva según el método del tiempo de inundación y estos valores se incorporaron en un modelo más general de precipitación-escurrimiento de manera de estimar para cada lluvia los hidrogramas de crecida correspondiente. El modelo utilizado es el RORB que ha sido empleado con éxito en otras cuencas chilenas (Varas, 1986).

Las tormentas históricas se definieron espacialmente en base al valor total de precipitación registrado en 16 pluviómetros de la zona y su distribución temporal de acuerdo a los registros de 3 pluviógrafos. Para cada una de las 17 subáreas de la cuenca se estimó la precipitación en cada

periodo distribuyendo la lluvia total asignada a ella según la proporción correspondiente de acuerdo al pluviógrafo respectivo. De esta forma cada tormenta de T horas de duración queda espacial y temporalmente caracterizada por una matriz de 17 por T valores.

Con el objeto de evaluar cuantitativamente el efecto que tiene sobre la estimación de la infiltración la calidad de la información disponible de la tormenta se realizaron varios ensayos, tomando como base una tormenta real. En cada ensayo se calculó la infiltración promedio para toda la cuenca y la crecida resultante para la misma lluvia pero conocida con intervalos de tiempo y espacio diferentes.

En relación a la distribución espacial de la tormenta se analizaron 5 casos, desde el más detallado en el cual se dispone del valor de la precipitación para cada una de las 17 subáreas, hasta el caso más simple en el que sólo se conoce la precipitación total promedio para la cuenca completa. En la Tabla 1 se detalla la información para cada ensayo referente a la precipitación de toda la tormenta a modo de ejemplo sobre cada subárea. Similarmente para analizar el efecto de la distribución temporal de la lluvia se estudió el caso de tener información horaria hasta la situación en que se dispone sólo de valores diarios, pasando por casos con información cada 2, 6 y 12 horas. A modo de ejemplo en la Tabla 2 se muestra un tramo de la discretización temporal de una tormenta para los diferentes intervalos de tiempo analizados.

El efecto de la calidad de la información disponible se ha estudiado calculando la lluvia neta y las características de las crecidas resultantes para las 25 diferentes combinaciones posibles, desde la situación en que se conoce la precipitación horaria para cada una de las 17 subáreas (que corresponde a 408 datos para una tormenta de 24 horas) hasta el más simple en que se sabe la precipitación total diaria para toda la cuenca (sólo un dato para una tormenta de 24 horas). La comparación se ha realizado para una tormenta de 51 horas de duración total con datos reales de lluvias distinguiendo tres condiciones hidrológicas diferentes al inicio de la tormenta: suelo seco, con humedad media y prácticamente saturado.

Tabla 1.- Precipitación total para cada subárea de acuerdo a diferentes niveles de información espacial de la tormenta.

Subárea	Area (Km ²)	Precipitación total (mm)				
		17	8	4	2	1
A	47,0	200	200	188	173	149
B	31,7	170	170	188	173	149
C	56,0	175	175	166	173	149
D	5,0	160	156	166	173	149
E	8,2	160	156	166	173	149
F	26,0	170	156	166	173	149
G	14,2	120	156	166	173	149
H	10,4	170	156	144	173	149
I	69,6	165	165	144	126	149
J	5,6	140	111	144	173	149
K	8,9	140	111	144	126	149
L	38,3	100	111	144	126	149
M	36,5	100	114	107	126	149
N	20,3	140	114	107	126	149
O	11,3	110	96	107	126	149
P	16,1	110	96	107	126	149
Q	10,9	75	96	107	126	149
Superficie media con información (Km ²)	24,5	52,0	104,1	208,2	416,4	
Precipitación máxima (mm)		200	200	188	173	149
mínima (mm)		75	96	107	126	149
media (mm)		149	149	149	149	149
Prec máx/prec. mín.		2,7	2,1	1,8	1,4	1,0

Tabla 2.- Distribución temporal de la lluvia para un pluviógrafo dependiendo del intervalo de tiempo utilizado.

Intervalo de tiempo (hr)	Precipitación horaria en mm				
	1	2	6	12	24
Periodo					
23	3,9	5,8	7,3	6,5	3,8
24	7,8	5,9	7,3	6,5	3,8
25	7,5	5,5	4,8	9,7	8,3
26	3,5	5,5	4,8	9,7	8,3
27	0,3	2,7	4,8	9,7	8,3
28	5,1	2,7	4,8	9,7	8,3
29	5,4	6,1	4,8	9,7	8,3
30	6,8	6,1	4,8	9,7	8,3
31	4,8	10,6	14,6	9,7	8,3
32	16,4	10,6	14,6	9,7	8,3
33	18,5	11,7	14,6	9,7	8,3
34	4,9	11,7	14,6	9,7	8,3
35	10,0	21,6	14,6	9,7	8,3
36	33,2	21,6	14,6	9,7	8,3
37	13,3	13,0	9,5	6,9	8,3

En las tablas 3, 4 y 5 se muestran, respectivamente, los resultados correspondientes a la lluvia neta, el caudal máximo de la crecida resultante y el tiempo desde el inicio de la lluvia hasta el instante en que se produce el caudal máximo. En cada caso se indica el valor relativo de la diferencia en la evaluación de la variable cuando la lluvia se conoce para n subáreas y se utilizan períodos de t horas, comparado con el caso más detallado, en que se dispone de la información en períodos de 1 hora para las 17 subáreas, es decir se indica:

$$e_v = [V(1,17) - V(t,n)] / V(1,17) \quad (10)$$

donde V representa lluvia neta, caudal máximo y tiempo al máximo en cada caso.

Tabla 3.- Diferencias relativas de los valores de lluvia neta para diferentes grados de información sobre la tormenta.

Periodo t considerado (hr)						
Situación inicial	Subáreas	1	2	6	12	24
Seca	17	0,00	0,08	-0,53	0,71	0,76
	8	-0,11	-0,24	-0,65	0,42	0,76
	4	-0,64	-0,53	-0,73	0,47	0,24
	2	-1,18	-0,53	-0,34	0,18	0,05
	1	-0,64	-1,05	-0,22	-0,26	-0,34
Media	17	0,00	0,07	0,15	0,02	0,30
	8	0,07	0,04	0,21	-0,26	0,32
	4	-0,03	-0,05	0,12	-0,21	0,32
	2	0,02	0,17	0,16	-0,10	0,38
	1	-0,19	0,08	-0,04	-0,29	0,42
Húmeda	17	0,00	-0,05	0,03	0,02	-0,12
	8	0,00	-0,04	0,03	0,02	-0,08
	4	0,00	-0,03	0,02	0,02	-0,09
	2	0,01	-0,04	0,03	0,02	-0,08
	1	0,01	-0,06	0,04	0,03	-0,07

Tabla 4.- Diferencias relativas de los valores de caudal máximo para diferentes grados de información sobre la tormenta.

Periodo t considerado (hr)	1	2	6	12	24	
Situación inicial	Subáreas					
Seca	17	0,00	-0,17	-1,32	0,75	0,74
	8	-0,24	-0,88	-1,76	0,26	0,77
	4	-1,37	-1,34	-1,23	0,36	-0,06
	2	-2,57	-1,28	-1,03	-0,11	-0,37
	1	-1,92	-2,50	-1,09	-0,44	-1,09
Media	17	0,00	0,06	0,18	0,25	0,41
	8	0,07	0,02	0,23	0,03	0,39
	4	-0,02	-0,06	0,15	0,06	0,37
	2	0,03	0,10	0,06	0,14	0,41
	1	-0,14	0,14	0,02	0,02	0,44
Húmeda	17	0,00	-0,03	0,04	0,20	0,10
	8	0,00	-0,03	0,04	0,19	0,11
	4	0,00	-0,02	0,04	0,19	0,11
	2	0,01	-0,01	0,04	0,20	0,11
	1	0,01	-0,04	0,04	0,21	0,11

Tabla 5.- Diferencias relativas de los valores de tiempo al máximo de la crecida para diferentes grados de información sobre la tormenta.

Periodo t considerado (hr)	1	2	6	12	24	
Situación inicial	Subáreas					
Seca	17	0,00	0,22	0,06	-0,12	-0,12
	8	0,02	0,02	0,08	0,22	-0,14
	4	-0,02	0,08	-0,04	-0,10	-0,10
	2	0,04	0,14	0,12	0,12	0,00
	1	0,20	0,14	0,02	0,24	0,00
Media	17	0,00	0,00	0,00	0,02	-0,06
	8	0,00	0,00	0,00	0,06	-0,06
	4	0,00	0,00	0,02	0,04	-0,06
	2	0,00	0,00	0,06	0,04	-0,06
	1	0,00	0,09	0,06	0,06	-0,06
Húmeda	17	0,00	0,06	0,06	0,06	-0,04
	8	0,02	0,06	0,06	0,09	-0,04
	4	0,02	0,06	0,06	0,09	-0,04
	2	0,00	0,06	0,06	0,09	-0,04
	1	0,09	0,09	0,09	0,11	-0,04

IV CONCLUSIONES

Hoy en día existen métodos para evaluar los procesos de infiltración a nivel de cuencas que tienen una base física aceptable y son lo suficientemente simples como para ser empleados en casos reales. En estos procedimientos los parámetros corresponden a las características físicas del suelo lo que los hace posibles de estimar y extrapolar para ser usados en diferentes situaciones de la cuenca y de la lluvia. Se han propuesto también métodos que permiten evaluar estos parámetros en base a una descripción del uso del suelo de la cuenca en estudio, lo que permite utilizarlos en el caso de cuencas no controladas. La incorporación de procedimientos de este tipo a modelos de precipitación escurrimiento permite estimar las crecidas resultantes en base a la información disponible de tormentas aplicables al caso de zonas áridas y semiáridas. En estos casos se observa que para tormentas largas, aunque sean muy intensas, la infiltración es una proporción importante de la precipitación total. En el caso de hietogramas irregulares la lluvia neta calculada con estos procedimientos es muy diferente a la evaluada con fórmulas clásicas.

En relación al efecto de la calidad de la información de lluvia disponible se observa, como era de esperarse, que todas las variables analizadas presentan mayores errores cuanto más seca está la cuenca al inicio de la tormenta, lo que confirma la observación empírica de que en climas secos, o en condiciones de aridez, se hace más necesario disponer de buena información respecto a la precipitación para obtener valores razonables de crecidas a través de un modelo de precipitación-escurrimiento. Los mayores errores se observan en la evaluación del caudal máximo, seguido por la lluvia efectiva y finalmente las estimaciones más seguras se obtienen para el tiempo al máximo. Una observación interesante, común a todas las variables estudiadas, es que los errores en general son tanto de signo positivo como negativo. Esto implica que el suponer lluvias más uniformes y homogéneas no siempre se traduce en mayor infiltración o en crecidas más planas.

En el caso de cuencas secas los errores en los caudales máximos pueden ser varias veces el orden de magnitud del valor real. Además es igualmente importante el contar, en estas condiciones, con buena información de la distribución tanto espacial como temporal de la

tormenta. Para cuencas en condiciones medias y húmedas los errores decrecen rápidamente y en estos casos parece más importante contar con buena información sobre la distribución temporal de la lluvia.

En el caso del tiempo al máximo las estimaciones son más robustas, y no son afectadas en forma significativa por la calidad de la información de lluvia disponible, lo que refleja el hecho de que los parámetros de tiempo de las crecidas están más influenciados por las propiedades de la cuenca y su descripción que por la información de la tormenta.

Estas observaciones permiten concluir que la evaluación de recursos superficiales y subterráneos en zonas áridas y semiáridas, o inmediatamente después de periodos secos prolongados, requieren contar con buena información tanto espacial como temporal de la lluvia. Por otra parte en los modelos de pronóstico de crecidas es más importante poner atención a la distribución temporal, por ejemplo contar con un pluviógrafo representativo, más que intentar el control remoto de muchos instrumentos en toda la cuenca, si las condiciones de humedad inicial en que se generan las crecidas son cercanas a la saturación.

V AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha contado con el apoyo de la Dirección de Investigación de la Universidad Católica de Chile a través de los proyectos DIUC 015/86 y DIUC 007/87. La información necesaria para la aplicación al caso del estero Viña del Mar ha sido proporcionada por IRH, Ingeniería y Recursos Hídricos.

VI REFERENCIAS

- Hillel, D. (1971). "Soil and Water- physical principles and processes". Academic Press, New York.
- Horton, R.E. (1939). "Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity". Trans. Am. Geophys. Union, Part IV, pp. 693-694.
- Mein, R.G. y Larson, C.L. (1973). "Modelling Infiltration during a steady rain", Water Resources Research, Vol.9, Nº 2, pp.384-394.
- Morel-Seytoux, H.J. (1978). "Derivation of Equations for Variable Rainfall Infiltration". Water Resources Research, Vol. 14, Nº4, pp. 561-568.
- Morel-Seytoux, H.J. (1981). "Application of Infiltration Theory for the Determination of Excess Rainfall Hyetograph". Water Resources Bulletin, AWWA, Vol. 17, Nº6, pp. 1012-1022.
- Morel-Seytoux, H.J. y Khanji J. (1974). "Derivation of an Equation of Infiltration". Water Resources Research, Vol. 10, Nº4, pp. 795-800.
- Morel-Seytoux, H.J., T.A. Pick y T. Jonch-Clausen (1977). "Computation of Infiltration for unsteady uninterrupted high rainfall". Jour. of Hydrology, Vol. 35, Nº3, pp. 221-234.
- Morel-Seytoux, H.J., L.A. Lindell y F. Coreira (1982). "Runoff model based on Larrieu's generalized unit hydrograph theory and two phase infiltration theory". en Applied Modelling in Catchment Hydrology. Editado por V.P. Singh, WRP, pp. 49-68.
- Morel-Seytoux, y J.P. Verdín (1980). "Extension of the Soil Conservation Service Rainfall-Runoff Methodology for Ungaged Watersheds". HYDROWAR program, Federal Highway Administration Report Nº FHWA-RD-*)-173, 75 págs.
- Morel-Seytoux, y J.P. Verdín (1983). "Correspondence between the SCS CN and Infiltration parameters (K, S_f)", Hydrowar program, 16 págs.
- Peña, H. 1987. "El papel de la infiltración en el cálculo de crecidas". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica, Vol. 2 Nº 1 Abril, pp. 57-68.
- Phillip J.R. 1969. "Theory of infiltration." Advances in Hydrosciences, 5, pp 215-296.
- Reminteras, G. 1970. L'Hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris.
- Vachaud, G. 1975. Hydrodynamique en milieux poreux. Inst. Nat. Polytechnique de Grenoble. Grenoble.
- Soil Conservation Service (1964). "Estimation of direct runoff from storm rainfall" en Chapter 10, Section 4, Hydrology, National Engineering Handbook.
- Varas C., E. 1986. "Simulación de hidrogramas mediante un modelo de propagación de crecidas". Apuntes de Ingeniería 23, Abril-Julio pp 5-20.