

SOBRE INTERCEPTACIÓN, TRASCOLACIÓN Y ESCURRIMIENTO CORTICAL EN EL CICLO HIDROLÓGICO

Manuel López Árias

Departamento de Uso Sostenible del Medio Natural. INIA

RESUMEN

Se identifican los principales flujos y almacenamientos de agua que integran el ciclo hidrológico general y que están directamente relacionados con las cubiertas vegetales arbóreas, destacando la importancia de la interceptación producida por las copas en la precipitación incidente (P_b) al compararla con los demás flujos derivados: trascolación (Tr) y escurrimiento cortical (S).

Se observa que a (S) le corresponde un papel más relevante que el que pudiera atribuirle su cuantía relativa.

Después de un breve resumen de los métodos de medición y estimación de la interceptación, y de una referencia, aún más breve, a los procedimientos de modelización del proceso, se aportan algunos resultados de estimaciones y modelizaciones efectuadas en España y en el extranjero.

INTRODUCCIÓN

No todo el agua que alcanza la superficie del suelo de un bosque, llamada *precipitación neta* (P_n), lo hace a través de la misma vía; ni toda la precipitación que incide sobre el área forestal, *precipitación bruta* (P_b) o *precipitación incidente*, llega a la superficie del suelo.

La *precipitación neta* (P_n), también denominada agua total del bosque, llega a la superficie del suelo de dos formas principalmente: una de ellas resbalando sobre la superficie de los troncos, constituyendo el escurrimiento cortical (S) que descarga concentrándose alrededor del cerco o cuello radical, la otra distribuida por todo el terreno formando la *trascolación* (Tr).

La *trascolación* (Tr) procede, por un lado, de la precipitación directamente incidente sobre la superficie descubierta o rasa y de la precipitación que atraviesa los huecos del dosel sin entrar en contacto con la vegetación, que en conjunto suelen denominarse *trascolación directa* (Trd); y, por otro, del goteo (D) de agua inicialmente retenida sobre la superficie de las copas, (C), al ser interceptada la precipitación bruta (P_b) por el dosel.

El *escurrimiento cortical* (S) procede del agua retenida por la superficie de los fustes, (C_f), la cual ha caído directamente sobre ellos, o proviene del flujo primeramente incidente sobre las copas y que luego resbala por las ramas y llega a los troncos.

La fracción de precipitación bruta (P_b) que no llega a la superficie del suelo, ni como escurrimiento cortical ni como trascolación, ni de otra forma, es el agua que, después de haber sido retenida por el dosel (copas y tron-

cos), vuelve a la atmósfera por evaporación; y la llamamos interceptación evaporada (E_i) o pérdida por interceptación.

En la *Figura 1* se representan estos flujos y los depósitos temporales que forman parte del ciclo hidrológico general. En dicha figura aparecen, además, otros flujos y depósitos de dicho ciclo. El depósito de agua retenido sobre la superficie del suelo ($AS\emptyset$) es un almacenamiento temporal alimentado por la precipitación neta y reducido por flujos de muy distinta dirección y naturaleza, como:

- la evaporación desde la superficie del suelo (E_0)
- la infiltración hacia el interior del suelo (in)
- la escorrentía superficial hacia cursos o corrientes superficiales de agua o hacia almacenamientos permanentes (lagos, charcos, etc.) (FS).

En el interior del suelo se establece un nuevo depósito, (AS), formado por el contenido de agua en este medio poroso, alojada en los poros y huecos que origina la estructura espacial del suelo. Contenido de agua que está en fase líquida principalmente y en fase gaseosa en menor cuantía.

Se distinguen dos depósitos diferentes, el depósito de agua de la zona no saturada o vadosa y el depósito de la zona saturada, unidos por una franja capilar. El agua existente en la zona no saturada está retenida por fuerzas superficiales principalmente, originadas en la matriz del suelo, que contrarrestan la acción de la gravedad tendente a mantener su descenso permanente, hacia zonas de nivel más bajo.

El flujo vertical desde el depósito de agua del suelo drena finalmente hacia otro almacenamiento o sumidero, el depósito de aguas subterráneas (ASub) y/o hacia el exterior del sistema.

El tránsito desde la superficie del suelo ($AS\emptyset$) al depósito del suelo (AS), se produce por infiltración a través de la superficie (in).

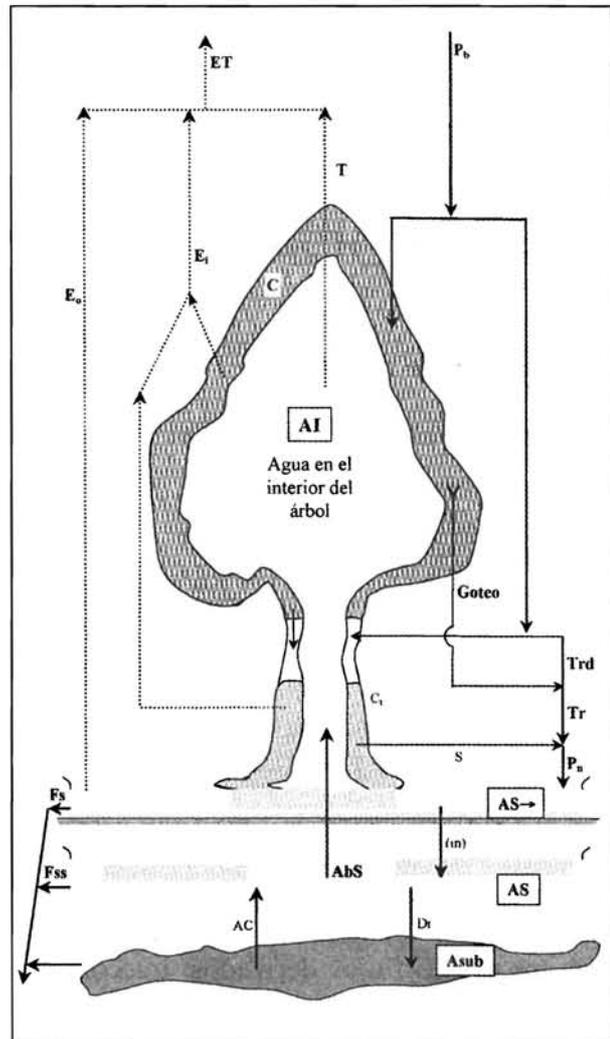


Figura 1.- Principales flujos y depósitos de agua relacionados con la cubierta forestal

Del depósito de agua del suelo surge un flujo importante en la zona radicular, formado por la absorción de las raíces (Abs), el cual conduce el agua hacia otro depósito fundamental que está formado por el agua del interior de la vegetación (AI). Depósito de agua retenida, también contra las fuerzas de la gravedad, en los vasos y huecos resultantes de la estructura de tejidos y órganos aéreos y subterráneos de las plantas.

Es a partir de este depósito desde donde se produce uno de los flujos de salida de importancia decisiva en el funcionamiento de árboles y plantas: el flujo de transpiración (T), el cual devuelve el agua a la atmósfera a través de los estomas o de la cutícula. En resumen,

se han descrito los tres procesos de evaporación componentes de la evapotranspiración real (ET):

- E_i : interceptación evaporada o pérdida por interceptación
- E_o : evaporación desde la superficie del suelo
- T : transpiración

Estos tres flujos requieren un aporte de energía suficiente para pasar el agua de líquido a vapor (calor latente) y para ser transportada desde los almacenamientos en que se originan hasta los depósitos o sumideros finales; flujos que se mantienen sólo si está disponible el agua necesaria en los depósitos en que se originan, disponible cuantitativamente y en el adecuado estado energético.

En última instancia, la energía necesaria para mantener los flujos procede fundamentalmente de la radiación solar y del potencial gravitacional, de modo que el agua se desplaza en la dirección de los potenciales decrecientes entre depósitos con diferente estado energético.

En un sistema o subsistema concreto la radiación neta (R_n), resultante del balance de radiación entrante y saliente de ondas corta y larga, proporciona la energía necesaria para los procesos evaporativos. La energía disponible (Q^*) será la resultante de añadir o restar a (R_n) el flujo desde o hacia el suelo (G).

Esta energía calorífica disponible (Q^*) se reparte entre los componentes de calor sensible (H) y calor latente (λE), verificándose

$$Q^* = H + \lambda E.$$

Difícilmente se produce una situación de equilibrio estable en el sistema hidrológico, sino que, por el contrario, se suceden una serie de estados en equilibrio dinámico, que permiten establecer un balance hidrológico entre el comienzo y final de un período determinado (T).

En las Figuras 3, 4, 5 y 6 aparecen los componentes principales del balance hidrológico periódico. Dicho balance puede determinarse

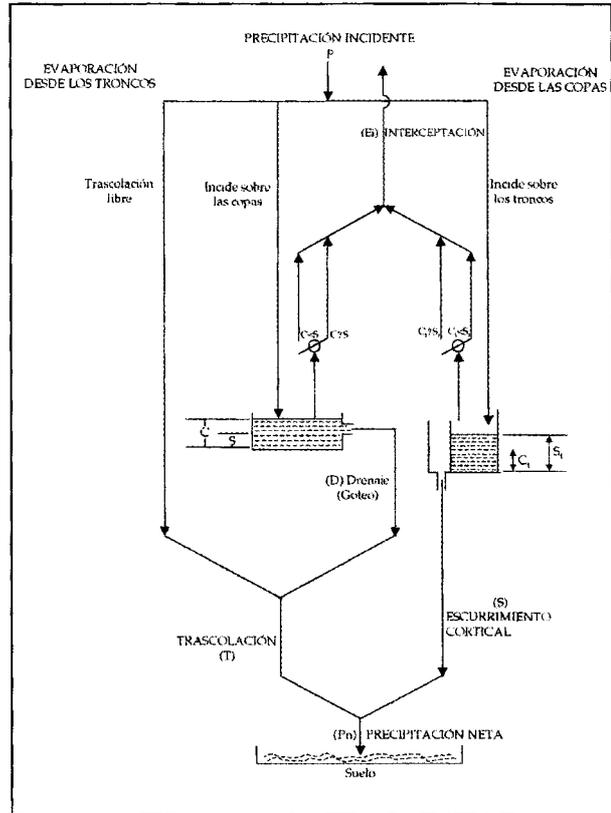


Fig. 2. Componente del modelo de Interceptación según RUTTER

mediendo la variación de algunos depósitos, como el contenido de agua del suelo (ΔD), y los flujos de más fácil cuantificación (ya sea a través de mediciones de la masa de agua que circula o de la energía invertida en su evaporación). La ecuación de conservación permite determinar, por diferencia, las variaciones de otros almacenamientos o la intensidad media de los flujos.

Entre los componentes de mayor interés en el ciclo hidrológico se encuentran los de interceptación, escurrimiento y diferentes clases de precipitación, los cuales son objeto de esta exposición.

Los flujos que intervienen hasta que el agua llega a la superficie del suelo, satisfacen la siguiente ecuación:

$$P_b = E_i + Tr + S \quad \text{o bien} \quad E_i = P_b - (Tr + S)$$

Ecuación que sirve para estimar la interceptación (E_i) midiendo (Tr) y (S).

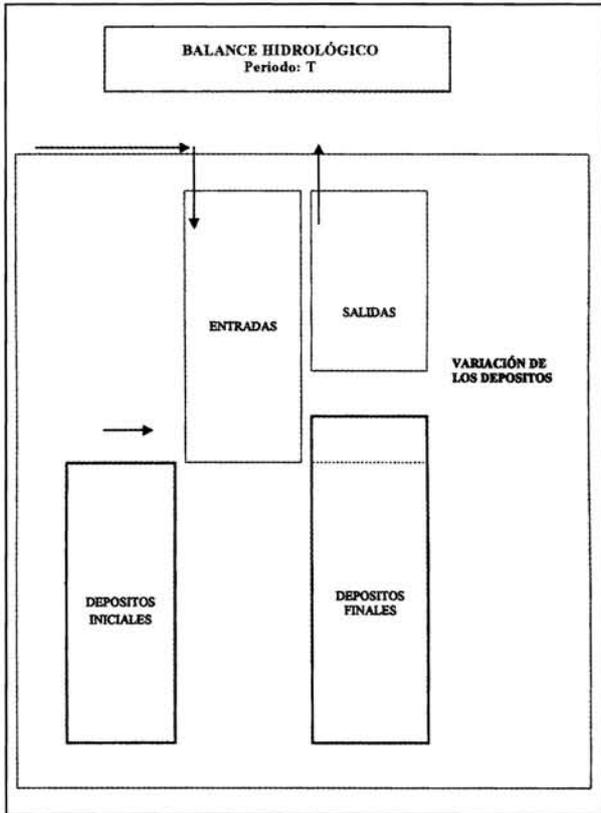


Figura 3

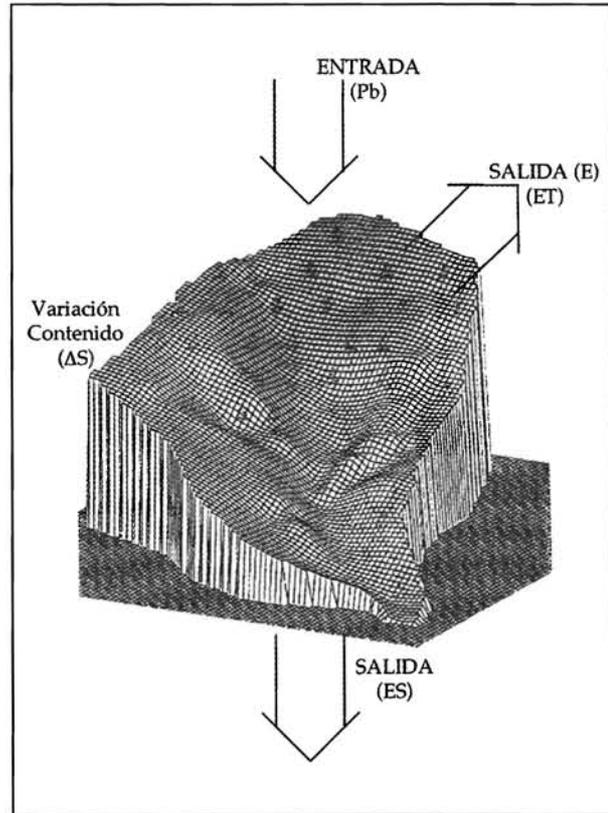


Figura 4

Las estimaciones efectuadas hasta la fecha en masas forestales ponen de manifiesto la importancia del término interceptación y su influencia en la disponibilidad de agua dentro de las áreas agrosilvopastorales. Algunas interpretaciones que contemplan este hecho dentro de un ámbito limitado puede conducir a conclusiones discutibles sobre el papel de las masas forestales y su efecto sobre el balance hidrológico, al compararla con superficies de pastizales o de otros usos. Esta es una razón por la cual es muy conveniente profundizar en el conocimiento de la interceptación y de los factores climáticos y estructurales que la determinan; y, en consecuencia, conviene elaborar modelos que permitan simular los procesos desarrollados al entrar en contacto la precipitación con el dosel arbóreo.

En los apartados siguientes se hace una breve descripción de los métodos de estimación de la interceptación y de los modelos utilizados para analizar los procesos implica-

dos. Algunos resultados obtenidos en nuestros bosques y en el exterior ilustran las ideas que se exponen.

MATERIAL Y MÉTODOS

El procedimiento tradicional de medición de la trascolación consiste en obtener muestras de precipitación dentro de la masa forestal y en su exterior; utilizando colectores compuestos de un embudo cuya superficie de entrada es conocida y de una botella o recipiente en la que se recoge la precipitación para su medición.

Dado que la muestra recogida se suele utilizar para determinar los elementos químicos contenidos en disolución y en suspensión, lo mismo el embudo que la botella de recogida del agua deben manipularse con máximo cuidado y su conexión conviene hacerla intercalando un filtro para evitar la entrada de materia sólida. (Figuras 7 y 8).

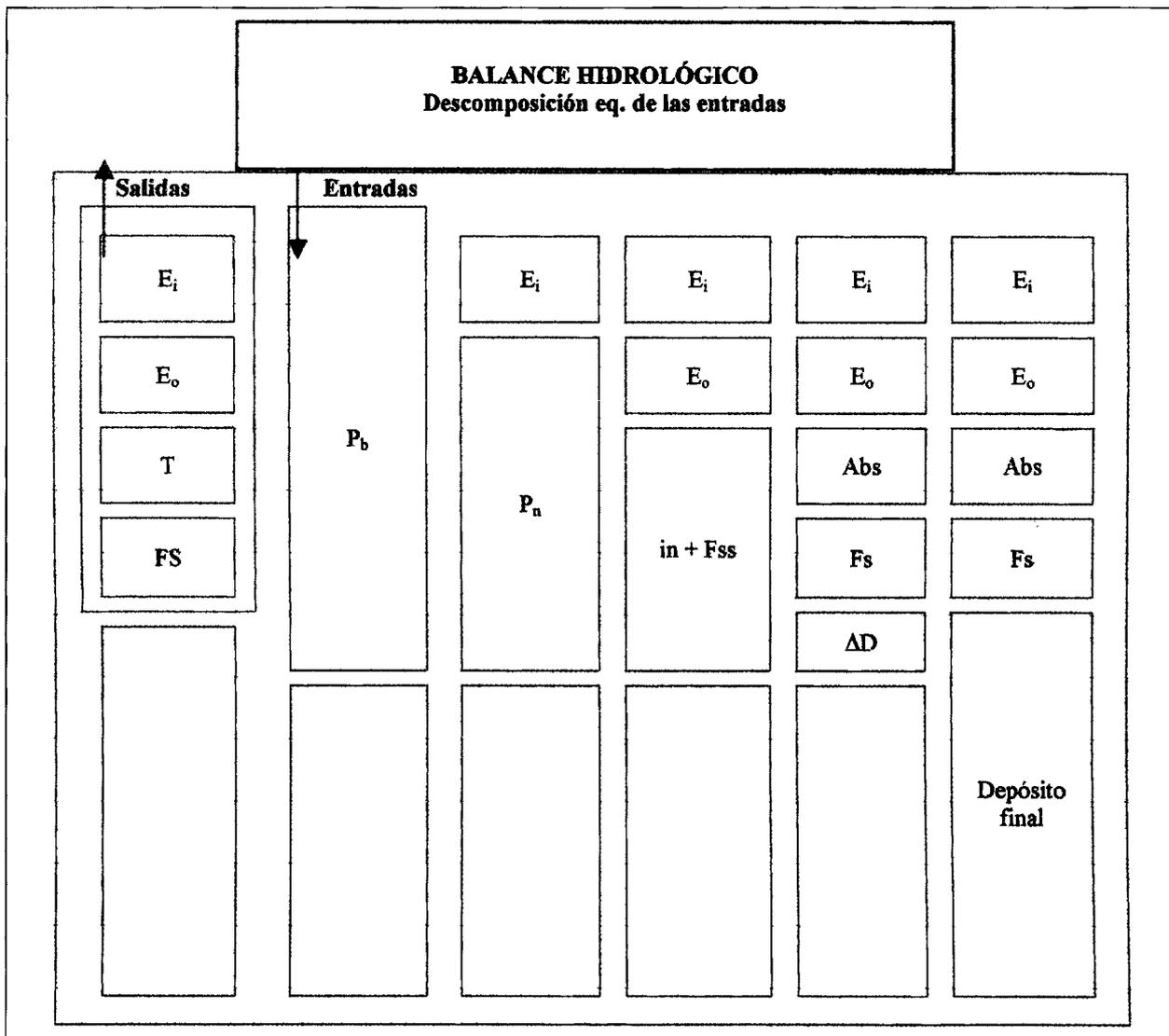


Figura 5.- Pb: Precipitación bruta o incidente. Pn: Precipitación neta. in: infiltración. Fss: Flujo de salida superficial. Abs: Absorción

El número de colectores y su distribución espacial son factores muy importantes para hacer un muestreo correcto de la superficie cubierta y de los claros, si se quiere disponer de un control del error de muestreo, por la alta variabilidad espacial.

Un procedimiento alternativo, o complementario, consiste en la colocación de canales colectores que recogen la trascolación de superficies más amplias y que vierten el agua en acumuladores o medidores automáticos.

Cuando no se presta atención a la entrada de nutrientes pueden utilizarse pluviómetros

automáticos o convencionales del tipo Hellman.

La distribución de los colectores puntuales puede hacerse aleatoria o sistemáticamente en una superficie determinada.

La medición del escurrimiento cortical es notablemente más difícil. El método habitual de medición es la utilización de un dispositivo en forma de "collar" que se ajusta al tronco y conduce el flujo de agua a un depósito o medidor automático (de balancín, por ejemplo). (Figura 9).

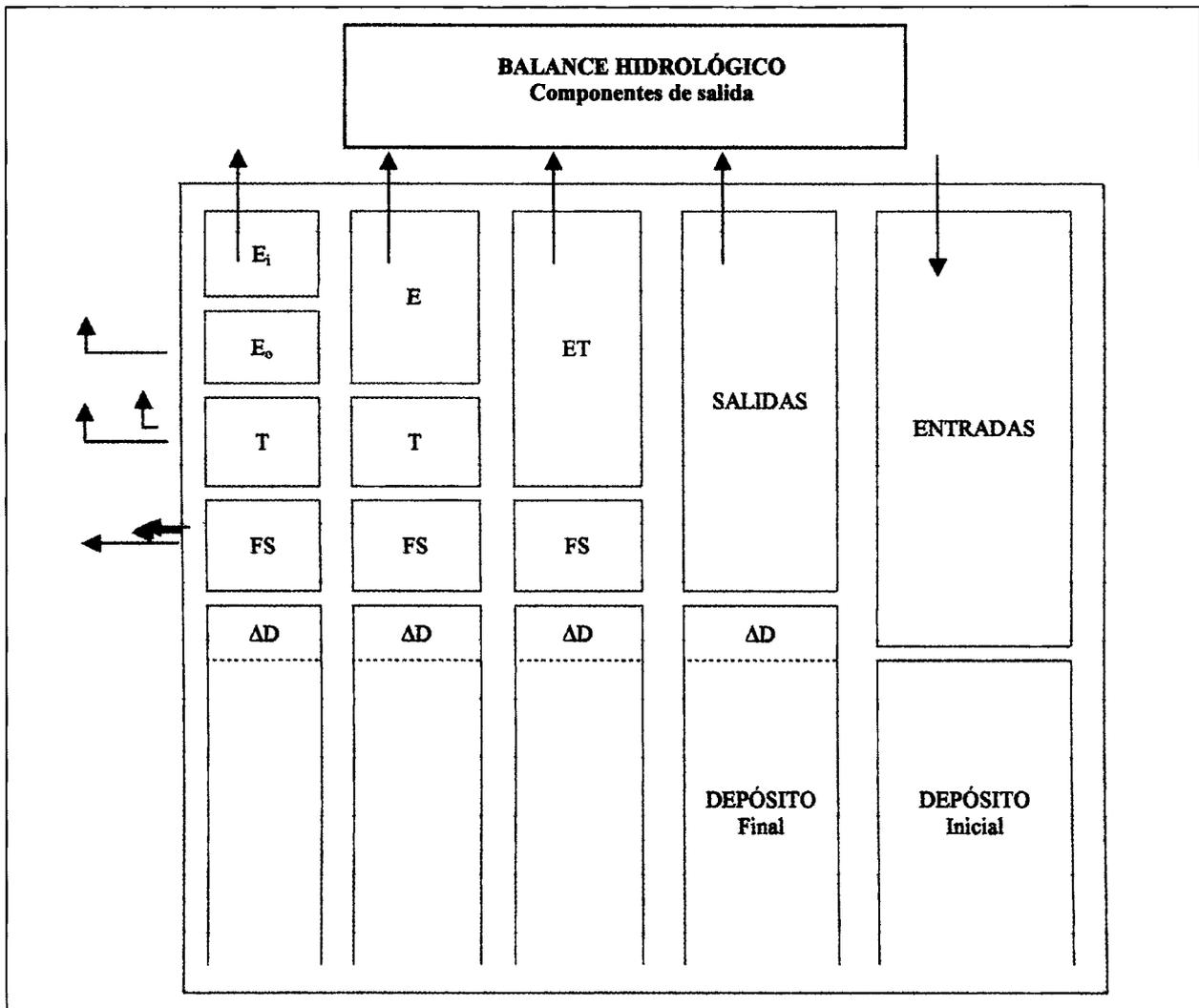


Figura 6.- ΔD : incremento de los depósitos (suelo, veg.). FS : Flujo de salida cursos de agua.
 ET : Evapotranspiración. E : Evaporación. T : Transpiración. E_i : Evaporación de la interceptación.
 E_o : Evaporación desde la superficie

Cuando se quiere evaluar la entrada de nutrientes o elementos químicos de la deposición atmosférica, es preciso extremar la limpieza y manipulación de los dispositivos.

La elevada variabilidad espacial que, además de los factores superficiales, depende de la estructura del árbol en el que hace la medición, obliga a disponer un elevado número de dispositivos si se quiere conseguir un nivel de error aceptable.

La precipitación incidente se mide en un claro del bosque, situando los pluviómetros o colectores a una distancia adecuada de la masa arbórea para evitar su perturbación.

Aunque es una medición común, la obtención de los flujos de precipitación incidente con un grado de precisión adecuado a las exigencias de error que se establezcan, obliga a un análisis de los factores locales.

Las dificultades se acrecientan cuando las mediciones se refieren a la nieve. No conocemos un sistema sencillo que resuelva los múltiples problemas que plantea la medición de los flujos componentes de la precipitación y trascolación en forma de nieve.

Nosotros utilizamos cubos recubiertos interiormente con una bolsa de plástico, que se limpia cada vez que se recoge la muestra.

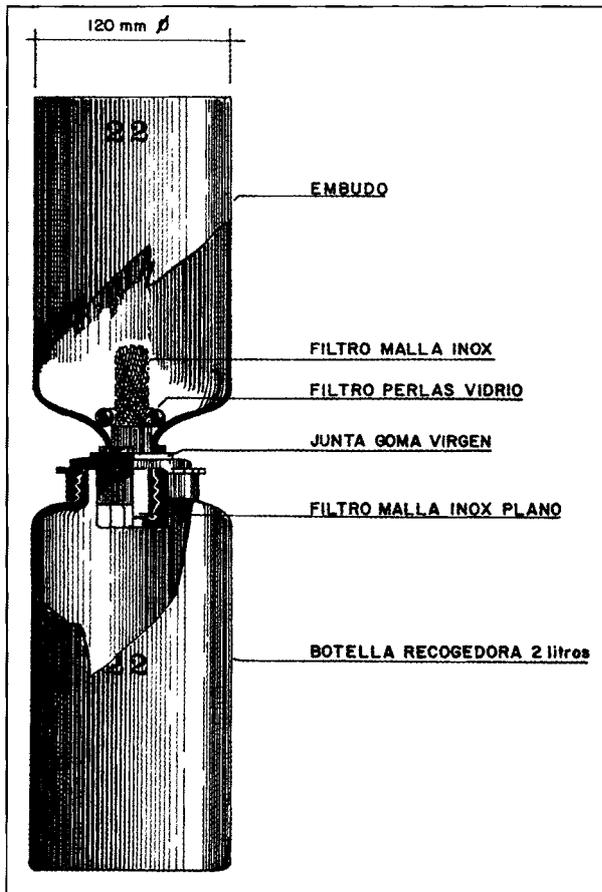


Figura 7

La cantidad de precipitación se determina normalmente por pesada.

Otra cuestión relevante es la frecuencia de medición o recogida de muestras, sobre todo cuando se desea evaluar la entrada de elementos químicos.

La intensidad de la precipitación y la duración de los aguaceros, o eventos hidrometeorológicos tiene interés para los estudios de hidrología en general, para confeccionar los hidrogramas y para modelizar los procesos. Los dispositivos automáticos permiten obtener esta información de forma adecuada.

Cuando se efectúa la medición de la trascolación (Tr) de forma precisa, situando colectores lo mismo en las áreas de claros que debajo de las copas, y del flujo cortical (S) o escurrimiento a lo largo del tronco, se obtiene la interceptación por diferencia:

$$E_i = P_b - (Tr + S)$$

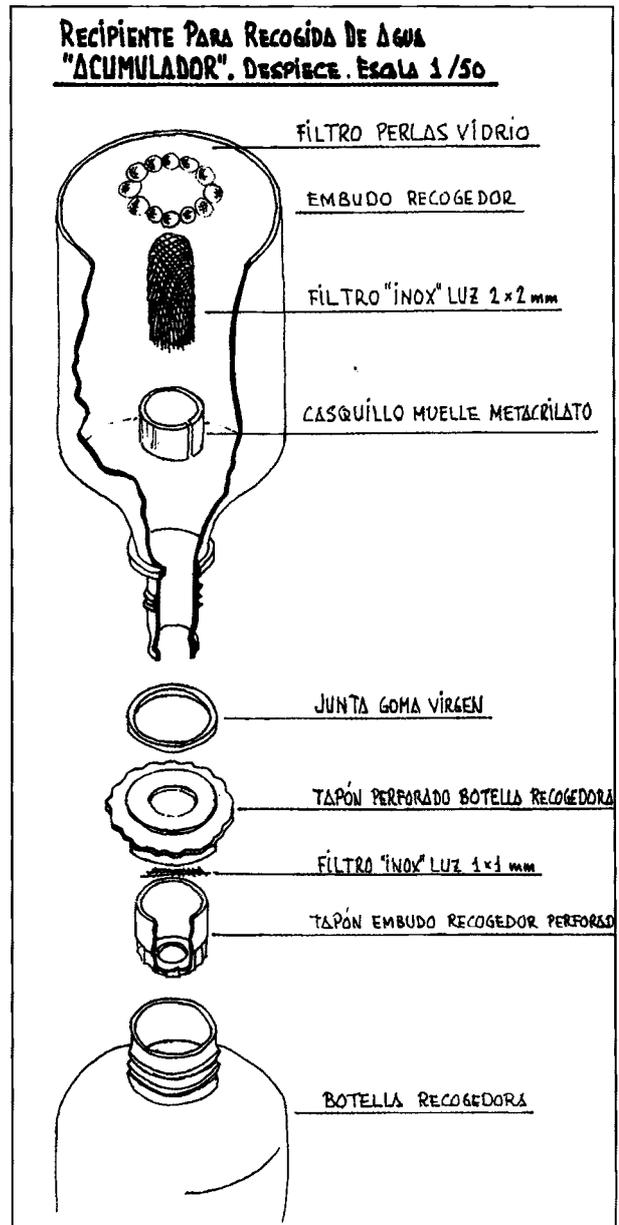


Figura 8

En el caso, frecuente, de que no se efectúe la medición directa de (S), por su reducida cuantía y variabilidad, se obtienen conjuntamente (E_i) y (S).

$$E_i + S = P_b - Tr$$

Significado del escurrimiento cortical

El escurrimiento cortical representa un porcentaje muy pequeño de la precipitación neta en el balance de agua de una masa



Figura 9

forestal, de acuerdo con los resultados obtenidos por diversos investigadores, ver *Tabla 1*. Pero, el efecto del escurrimiento cortical en la recarga de los acuíferos es notablemente mayor (TANAKA, 1994; TANIGUCHI, 1995) que el que cabría esperar de su volumen.

Las diferencias producidas por la doble vía de entrada del agua al suelo, difusa o localizada, han sido señaladas por diversos investigadores (FORD and DEANS, 1978; DUROCHER, 1990; NEAL *et al.*, 1992). Las diferencias atañen a aspectos físico, químicos y ambientales; por ejemplo se han observado efectos de concentración de la lluvia ácida (RAMPAZZO y BLUM, 1992).

TANAKA (1994) concluye que el escurrimiento cortical no puede ser evaluado únicamente desde el punto de vista de balance hídrico. La relación entre escurrimiento cortical y precipitación neta varía entre 0,5 y 1,2 en un pinar en que llevó a cabo sus experien-

cias; pero la relación entre la tasa de recarga del acuífero procedente de escurrimiento cortical y la tasa de recarga total fue relativamente mucho mayor oscilando entre el 10,9 y 19,1%.

Estos resultados corresponden a una experiencia llevada a cabo para conocer la contribución del escurrimiento a la recarga del acuífero, utilizando el método de balance de cloro.

Tomando muestras de agua del subsuelo y del suelo en dos estaciones (B y D) cerca de árboles representativos, se planteó el balance anual de concentración del cloro ambiental sin escurrimiento superficial y sin cambios en el almacén de cloro en las dos estaciones, cumpliéndose:

$$T_B C_{TB} + S_B C_{SB} = R_B C_{GB}$$

$$T_D C_{TD} + S_D C_{SD} = R_D C_{GD}$$

en donde S_B y S_D son los flujos anuales de escurrimiento cortical en B y D respectivamente; siendo T_B y T_D las trascolaciones anuales en ambos sitios y R_B y R_D las tasas de recarga del acuífero en B y D respectivamente. Mientras que C_{TB} y C_{TD} son las concentraciones de cloro de la trascolación en B y D y C_{SB} y C_{SD} , las concentraciones de cloro de los escurrimientos en B y D respectivamente. La concentración de cloro del agua subterránea en B y D son, por otra parte, C_{GB} y C_{GD} .

La tasa de recarga del acuífero por el escurrimiento fue calculada por el método de SHARMA y HUGUES (1985) obteniendo los resultados señalados.

RESULTADOS

Algunos resultados de las mediciones efectuadas

En la *Tabla 1*, figuran algunos de los resultados nacionales y extranjeros publicados, procedentes de experiencias en las que se ha medido la trascolación y el escurrimiento. Se han seleccionado estos datos atendiendo únicamente a su comparabilidad por razones metodológicas en el caso de los nacionales; y, en lo que se refiere

Tabla 1. Componentes de la precipitación incidente

	Especie	T	Ei+S	Ei	S	Pb	Autor
1	Eucalipto	90.65	9.35	7.05	2.3	(Huelva)	GONZÁLEZ, H. (1993)
2	Eucalipto	78.0	22.0	15.0	7.0	(Pontevedara)	GRAS, L (1993)
3	Eucalipto	85.0	15.0	12.5	2.5		DUNIN (1998)
4	Haya	66.0	34.0	24.3	9.7		VOIGT, H. (1960)
5	Pino piñonero	62.86	37.14	37.0	0.14	(Madrid)	MINAYA, G. (1993)
6	Pino piñonero	76.75	23.25	23.05	0.20	(Huelva)	GONZÁLEZ, H. (1993)
7	Pino marítimo	73.0	27.0	25.5	2.0	(Pontevedara)	GRAS, L (1993)
8	Pino silvestre	82.6	17.4	17.1	0.3	(Segovia)	No publicados (1990-97)
9	Pino marítimo y nigra	71.2	28.78	28.3	0.12 1.29	(Guadalajara)	LÓPEZ, A. (1992)
10	Pino rojo (desinflora)	78.0	22.0	21.5	0.5	Japón	TANAKA (1994)
11	Pino rojo (desinflora)	69.0	31.0	29.8	1.2	Japón	TANAKA (1994)
12	Abeto	67.69	31.0	23.2	7.8		WHEATER (1987)
13	Pino silvestre	77.0	23.0			(Segovia)	
14	Pino silvestre	75.0	25.0			(Soria)	
15	Pino piñonero	68.0	32.0			(Huelva)	(DUSMAN)
16	Pino marítimo	83.0	17.0			(Segovia)	(SPMCAN)
17	Pino negro	84.0	16.0			(Teruel)	
18	Pino carrasco	77.0	23.0			(Alicante)	(Datos no Publicados
19	Encina	73.0	27.0			(Jaén)	(1998)
20	Roble	74.0	26.0			(Palencia)	
21	Alcornoque	88.0	12.1			(Cáceres)	

T : Trascalación [Throughfall]
 Ei: Interceptación (evaporada) [Interception loss]
 S : Esgurrimiento cortical [Stemflow]
 Pb : Precipitación incidente [Gross precipitation]

a los extranjeros, se incluyen los resultados del japonés TANAKA por las consideraciones hechas sobre la entidad del flujo de escurrimiento, que están inspirados en su trabajo.

No se aporta información sobre la estructura y edad de las masas, a pesar de ser factores que afectan la cuantía de los flujos, por falta de espacio para comentar este aspecto. Se señala, únicamente, que dentro de cada una de las especies consideradas existen acusadas diferencias, como lo revela la oscilación de la trascolación que varía entre el 61 y el 91% y de la interceptación que varía entre el 7 y el 37% de la precipitación incidente.

También es necesario destacar la elevadísima variabilidad del escurrimiento cortical que fluctúa entre el 0,1 y el 10%.

En cuanto al origen de la información, los ejemplos 1, 5, 6, 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 y 21 proceden de trabajos realizados por el grupo de Ecología Forestal del Departamento de Uso Sostenible del Medio Natural de INIA. Los últimos del 14 al 21 son un anticipo parcial de las mediciones que se efectúan en colaboración con el Servicio de Protección de los Montes contra Agentes Nocivos (SPMCAN) de la DGCONA del M.M.A.

Resultados de modelos de trascolación, interceptación y escurrimiento cortical

- Modelos empíricos

Un modelo empírico sencillo relaciona linealmente, la trascolación (Tr), la intercep-

tación (E_i) y el escurrimiento cortical (S) con la precipitación incidente (P_b) y, en consecuencia, con la precipitación neta (P_n) que es la suma de (Tr) y (S).

$$\begin{aligned} T &= aP + b \\ E_i &= a'P + b' \\ S &= a''P + b'' \end{aligned} \quad [1]$$

• Como ejemplo de aplicación de este modelo, se incluyen los siguientes, publicados por GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, F. et al., en las Actas del I Congreso Forestal Español. Las unidades empleadas son [mm]ó l/m².

Para *Eucalyptus globulus*

$$\begin{cases} E_i = 0,233 + 0,05 P & R^2 = 0,85 \\ T = - 0,125 + 0,92 P & R^2 = 0,99 \\ S = - 0,108 + 0,029 P \end{cases}$$

Para *Pinus pinea*

$$\begin{cases} E_i = 0,518 + 0,196 P & r^2 = 0,99 \\ T = - 0,500 + 0,801 P & r^2 = 0,99 \\ S = - 0,018 + 0,0026 P & \text{todas las unidades} \\ & \text{en [mm]} \end{cases}$$

• Otro ejemplo, no publicado, corresponde a una repoblación de *P. pinaster* y *P. nigra* en Guadalajara (Puebla de Valles).

P. pinaster

$$\begin{cases} Tr = - 0,45 + 0,74 P & R^2 = 0,98 \\ S = - 240,52 + 49,55 P \text{ en cm}^3 & r^2 = 0,89 \end{cases}$$

P. nigra

$$\{ S = - 428,26 + 357,2 P \text{ por árbol} \quad R^2 = 0,94$$

La acusada diferencia entre estas dos especies, que vegetan juntas, obedece, en gran parte, a la disposición de las ramas de la copa: en forma de candelabro, con ángulo de inserción elevado y disposición regular en *P. nigra*, y muy irregulares y más horizontales en *P. Pinaster*. Otro factor que produce un efecto análogo es el estriado y rugosidad de la corteza.

• Pertenece a datos también sin publicar el ajuste lineal la cuenca de los Acebos de

Valsain para los años 1992, 93, 94 ... 97 en conjunto

$$Tr = - 5,328 + 0,891 P \quad \text{en (mm)}$$

• Cuando el ajuste lineal se refiere a la precipitación neta.

$$P_n = A + BP$$

se suele interpretar el coeficiente A como el valor del volumen de saturación de la copa o interceptación MINAYA et al (1993), obtiene para *P. pinea*

$$P_n = - 0,831 + 0,775 P \quad R^2 = 0,98$$

y señala que el valor $-A = 0,831$ está dentro del rango señalado pro ZINKE (1966) y RUTTER (1979) para *P. nigra*, como capacidad de almacenamiento de la copa.

Hay que hacer notar que esta interpretación es una aproximación válida sólo cuando los valores de ajuste utilizados son los de aguaceros individuales y se toman determinadas precauciones al efectuar dicho ajuste.

HELVEY, J.D. and PATRIC, J.H. proponen ajustes lineales para los valores acumulados de los flujos, en frondosas del Este de USA, del tipo

$$\Sigma Tr = an + b\Sigma P$$

$$\Sigma S = a'n + b'\Sigma P$$

$$\Sigma E_i = a''n + b''\Sigma P$$

en donde (n) es el n° de aguaceros.

- Modelos basados en procesos

Los modelos empíricos son incapaces de reflejar el efecto de las condiciones ambientales o climáticas que controlan el proceso evaporativo.

Se han desarrollado modelos que se basan en la descripción del proceso y que permiten una predicción ajustada de estos flujos de intercambio gaseoso bosque-atmósfera, traduciendo la disponibilidad energética y la demanda de evaporación del medio.

En tales modelos se incluye también la descripción de la variable interceptación C(t) que es la cantidad de agua que contiene la super-

ficie externa del vuelo con un momento (t).

La ecuación de MONTEITH y un modelo básico debido a RUTTER suelen ser la base de partida para estos modelos.

- Síntesis del modelo de RUTTER

Aunque después del año 1975, año en el que RUTTER hace una generalización de su modelo propuesto en 1971, han aparecido otras formularios de modelos para simular los flujos originados en el espacio del dosel arbóreo, sigue siendo muy ilustrativa la expresión inicial del modelo, por lo cual se hace un resumen del mismo.

La entradas o variables externas del modelo son:

- La precipitación cuantificada por períodos de tiempo de una hora
- Los datos meteorológicos necesarios para calcular la evapotranspiración potencial.

Para cuyo cálculo se propone la fórmula de Penman – Monteith (1965)

$$E_p = \frac{\Delta R_n + \rho C_p (DPV) / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

en la que:

- C_p = calor específico del aire a presión constante [J kg⁻¹ K⁻¹]
- R_n = radiación neta [W m⁻²]
- R_a = resistencia aerodinámica [s m⁻¹]
- DPV = déficit de presión de vapor [mbar]
- γ = constante sicrométrica [mbar K⁻¹]
- Δ = pendiente de la curva presión-temperatura saturada [mbar K⁻¹]
- λ = calor latente de evaporación de agua [J kg⁻¹]
- ρ = densidad del aire [kg m⁻³]

- Los parámetros de estructura de las copas
 S : capacidad de las copas, o sea, cantidad de agua que queda en la copa cuando deja de llover.

p : coeficiente de trascolación libre, la proporción de agua que cae a la superficie del suelo sin tocar al dosel.

S_t : la capacidad de agua de la superficie de los troncos

P_t : la proporción de lluvia que se conduce hacia el tronco

- Los parámetros que definen el goteo desde las copas

$$D = D_s \exp [b (C-S)]$$

en el que

D : tasa de drenaje

C : profundidad real de agua en el dosel

D_s : drenaje cuando $C = S$

cuando $C < S$, se considera $D = 0$

Las salidas o valores obtenidos a través del modelo son: la trascolación, el escurrimiento cortical y la evaporación de agua interceptada.

Estos flujos se determinan de acuerdo con las expresiones siguientes:

FLUJOS DE ENTRADA

P_b = precipitación incidente: Medida cada hora.

Trd = trascolación libre

$$Trd = p P_b$$

P_{bt} = Precipitación dirigida al tronco

$$P_{bt} = p_t P_b$$

P_{bc} = Precipitación incidente sobre las copas

$$P_{bc} = (1-p-p_t) P_b$$

FLUJOS DE SALIDA

E_c = Evaporación desde las copas

$C \geq S$	$C < S$
$E_c = E_p$	$E_c = E_p \cdot \frac{C}{S}$

$E_t =$ Evaporación desde los troncos

$C_t \geq S_t$	$C_t < S_t$
$E_t = e \cdot E_p$	$E_t = e \cdot E_p \cdot \frac{C_t}{S_t}$

Interceptación evaporada (E_i)

$$E_i = E_c + E_t$$

PARÁMETROS DE ESTRUCTURA DEL DOSEL

La capacidad de las copas (S), suele determinarse por un procedimiento propuesto por Leyton et al (1967), según el cual, (S) es la ordenada en el origen de la línea recta que ajusta la relación entre precipitación incidente y trascolación para aguaceros individuales, excluyendo los aguaceros de más de 1,5 mm que están precedidos por períodos sin lluvia de 8 horas o más.

El coeficiente de trascolación libre, se suele obtener como coeficiente de regresión entre trascolación y precipitación incidente para aguaceros que no saturan el dosel.

$$Tr = a + b P_b ; \quad p = b$$

También se puede determinar a partir de la proyección vertical de las copas, medida según transectos de un metro de intervalo.

REFERENCIAS

DUNNIN, F.V.; O'LOUGHLIN, E.M. and REYENGA, W. (1988). *Interception loss from eucalypt forest: lysimeter determination of hourly rates for long term evaluation*. Hidrol. Process. 2, 315-329.

DOROCHER, M.G. (1990). *Monitoring spatial variability of forest interception*. Hidrol. Process. 4, 215-220.

GASH, J.H.C. and MORTON, A.J. (1978). *An application of the RUTTER model to the estimation of the interception loss from Thetford Forest*. J. Hydrol., 38 (1978), 49-58.

GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, F.; LÓPEZ ÁRIAS, M. & MINAYA GALLEGO, M^a T. (1993). *Interceptación, trascolación y escorrentía cortical en masas de Eucaliptus globulus Labill & Pinus pinea del Sur de la provincia de Huelva*. I Congreso Forestal Español. Tomo III, 81-86.

GRAS, J.M.; VEGA HIDALGO, J.A.; BARA, S.; CUIÑAS, P.; DE LOS SANTOS, J.A. & FONTURBERL, M.T. (1993). *La investigación en cuencas forestales de especies de crecimiento rápido en Galicia*. Actas del I Congreso Forestal Español. Tomo III, 91-96.

LEYTON, L., REYNOLDS, E.R.C. and THOMPSON, F.B. (1967). *Rainfall interception in forested and moorland*. In: W.E. Sopper and H.N. Lull (Editors), *Int. Symp. on Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, pp. 163-178.

MINAYA GALLEGO, M^a T, GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, F. y LÓPEZ ÁRIAS, M. (1993). *Relaciones precipitación, interceptación y escorrentía cortical en una masa de Pinus pinea*. Actas del I Congreso Forestal Español. Tomo III, 109-114.

NEAL, C. et al. (1993). *Relationships between precipitation, stemflow and throughfall for a lowland beech plantation, Black Wood, Hampshire, southern England: findings on interception at a forest edge and the effects of storm damage*. J. Hydrol. 146, 221-223.

RAMPAZZO, N. and BLUM, W.E.H. (1992). *Changes in chemistry and mineralogy of forest soil acid rain*. Wat. Air. Soil Pollut., 61. 209-220.

SHARMA, M.L. and HUGES, M.N. (1985). *Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen. 18 profiles in the deep coastal sand of W. Australia*. J. Hydrol., 81, 93-109.

TANAKA, T. et al. (1996). *Significance of stemflow in groundwater recharge*. Hydrol. Process 10, 81-88.

TANIGUCHI, M. (1991). *Groundwater thermal and solute transport between pine forest and pastureland*.