

MEMORIAS: HIDROLOGIA FORESTAL

(Influencia de los bosques)

POR:

LUIS GONZAGA GIRALDO LÓPEZ

Departamento de Ciencias Forestales

Universidad Nacional de Colombia- Medellín- 2002

Palabras clave:

- *Hidrología forestal*
- *Ciclo hidrológico y bosques*
- *Interceptación de la precipitación*
- *Hidrología del suelo forestal*
- *Humedad del suelo*
- *Vegetación de ribera*
- *Rendimiento hídrico en cuencas*
- *Consumo de agua por vegetación*
- *Calidad del agua en vegetación natural*
- *Uso del agua por las plantas*
- *Balance hídrico*

Tabla de contenido

TEMA I :La Influencia de los bosques sobre el clima y los componentes del ciclo hidrológico.....	5
La influencia de los bosques y la hidrología forestal	5
El bosque y el clima.....	9
El bosque y el agua.....	11
Influencia de la vegetación sobre la humedad del suelo	33
Influencia de la vegetación sobre el rendimiento hídrico.....	37
Experiencias en Cuencas Forestales Tropicales	40
Bibliografía	44
TEMA II: Interceptacion de la precipitación y las coberturas vegetales.....	51
Bosques y precipitacion.....	51
Distribución de la precipitación a través del bosque	57
Procesos de Interceptacion: Definición de variables	57
Medicion de las pérdidas por interceptacion.....	60
Modelacion del proceso de interceptacion	65
El papel de bosque de coníferas y bosques naturales en la distribución de la lluvia.....	77
Referencias bibliográficas	83
TEMA III: El agua en el suelo: funcionamiento hidrológico.....	89
Estratificacion hidrológica del suelo	89
Funcionamiento hidrológico del suelo	91
Fases dispersas del suelo	94
Propiedades físicas basicas	94
Humedad del suelo en la zona vadosa	96
Movimiento del agua en el sistema “suelo-planta-atmosfera”	99
Movimiento del agua en la zona vadosa	100
Modelo del balance del agua para suelos forestales.....	110
Determinacion de la capacidad de campo (Cc).....	113
Referencias Bibliograficas	118
ANEXO 1:	
Influencia de la vegetación sobre la humedad del suelo.....	121
Infiltración y coberturas vegetales	125
Nivel freático. Agua Subterránea y bosques	126
TEMA IV: Vegetación de ribera: su función biótica e hidrológica.....	130
Factores formadores de la vegetación de ribera.....	130
Relaciones agua-suelo-planta en el bosque de ribera.....	131
Funcion hidrológica de la vegetación de ribera.....	133
La vegetación de ribera y sus relación con los mecanismos de producción de agua	
Areas variables de afluencia - AVA- o Areas de fuentes variables.....	134
El papel de la vegetación de ribera en el control de la calidad del agua	136
Estrategias para recuperar la vegetación de ribera.....	137
Perfiles de flujo de agua y relación con la vegetación de ribera.....	141
Modelos para determinar el ancho de la franja de áreas de ribera.....	145
Vegetacion de ribera en represas o embalses (reservorios de aguas)	150
Referencias bibliográficas	153
TEMA V: Bosques y rendimiento hídrico en la cuenca hidrografica.....	154

Introducción: Manejo de coberturas vegetales y rendimiento de agua	154
Características del rendimiento hídrico	155
Balance hídrico anual de una cuenca	157
Metodos para detectar los efectos de los bosques sobre el rendimiento hídrico	159
Efectos de los bosques o coberturas vegetales sobre el rendimiento hídrico	163
Resultados de los experimentos en cuencas forestales tropicales	165
Comportamiento del rendimiento hídrico: primer año.	
Promedio anual, distribución estacional del flujo después de las cortas.....	168
Experimentos en cuencas hidrográficas con sustitución o cambio de cobertura vegetal.....	169
Manejo de plantaciones e hidrología: entresacas, áreas de ribera, impactos sobre el suelo	170
Referencias Bibliograficas	182
TEMA VI: Evapotranspiración o consumo de agua por coberturas vegetales.....	183
El proceso de evapotranspiración	183
Factores importantes involucrados en el proceso de evapotranspiración	184
Valores comparativos de la transpiración en algunos tipos de coberturas vegetales.....	187
Comparación del consumo de agua total entre vegetación de porte forestal y vegetación rastrera.....	189
Bibliografía	191
TEMA VII: La calidad del agua y las coberturas vegetales.....	193
Caracterización de ecosistemas acuáticos y ecosistemas culturales (embalses)	193
Propiedades físicas en ambientes lacustres.....	194
Caracterización de la temperatura de las corrientes de agua.....	200
Las sustancias químicas disueltas y sus transformaciones.....	202
Ciclo del dióxido de carbono y oxígeno disuelto	203
Relación entorno de un embalse y sus características con respecto a	
Las variaciones climáticas y la calidad del agua	206
Relación río-cuenca hidrográfica – calidad del agua	207
Influencia o relación de las prácticas forestales sobre la calidad del agua	210
Bibliografía consultada	213
ANEXO 1:	
Eutrofización en lagos	215
TEMA VIII: Uso eficiente del agua por las plantas.....	217
TEMA IX: Balance hídrico según Thornthwaite y Mather	222
Calculo del Balance hídrico en la asociación climática	227

TEMA I

LA INFLUENCIA DE LOS BOSQUES SOBRE EL CLIMA Y LOS COMPONENTES DEL CICLO HIDROLÓGICO

Por: LUIS GONZAGA GIRALDO LOPEZ

Profesor Asociado. Departamento de Ciencias Forestales.
Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

lggirald@unal.edu.co o gonzagagiraldo@gmail.com

La Influencia de los bosques y la hidrología forestal

Documento redactado para la Asignatura Influencia de los Bosques (Hidrología Forestal) para la Carrera de Ingeniería Forestal de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín . Año 2002.

En el siglo pasado se aclararon y establecieron los conceptos básicos que permitieron elevar a la categoría de ciencia las intuiciones y conocimientos que definían las interrelaciones o influencias de los bosques sobre el clima, el suelo y el agua y el medio ambiente. Hoy en día estas influencias de los bosques , sus interacciones y sus funciones como coberturas vegetales tienen un papel preponderante sobre todo en el trópico ecuatorial.

Han sido relevantes las publicaciones de los investigadores rusos Molchanov, A.A. (1963) sobre “Hidrología Forestal” y Rakhmanov, V.V.(1966) “Sobre el papel del bosque en la conservación del agua”; el decenio hidrológico internacional de UNESCO (1965 –1975); y el Simposio sobre hidrología forestal (Universidad de Pensilvania, EE. UU., 1965) (Sopper y Lull,1967), en el que se definieron las áreas de estudio de la Hidrología Forestal: influencias de la vegetación sobre el clima, sobre el agua (régimen hidrológico y calidad) y sobre el suelo; la cuenca torrencial (escorrentías, caudales, sedimentos); la

restauración hidrológico forestal de cuencas (acciones mecánicas y biológicas e hidrotécnicas de corrección de cauces); prevención y defensa contra aludes. Para la experimentación hidrológica Estados Unidos adoptó el método de comparación histórica basado en un primer período de observación y calibración en áreas con bosque y a campo abierto en cuencas hidrográficas y un segundo período de evaluación de tratamientos y análisis de los cambios sobre el régimen hidrológico causado por las alteraciones en la cobertura forestal. Un notable ejemplo del empleo del método histórico fue el experimento efectuado en Wagon Wheel Gap, Colorado, USA, en las décadas 1910 –1930 (Bates y Henry, 1988).

El servicio forestal de la Estado Unidos en 1934 puso en funcionamiento el primer laboratorio natural hidrológico de Coweeta en zona húmeda montañosa de Carolina. El resumen de las investigaciones está consignado en el libro “Forest Hidrology and Ecology at Coweeta (Swank and Crossley,1988).

Siguiendo métodos similares se llevaron a cabo experimentos en el este del África, Kenia, período 1958 –1974, cuyos resultados fueron presentados por Blackie et al. (1981).

La Conferencia de la FAO en el Octavo Período de Sesiones, dedica un lugar especial a las "influencias forestales", subrayando particularmente el hecho de que los bosques del mundo no solo protegen el suelo y el régimen hidrológico sino que también regulan el agua y por la importancia del tema se hace la publicación “La influencia de los montes” (FAO, 1962).

Aparecen por ese entonces diferentes publicaciones que resaltan la importancia del tema de las influencias de los bosques: Kittredge (1948), texto pionero, Lee (1980), Hewlett (1982), Riedl (1984), Lima (1986), Reynolds and Thompson (1988), Tragsa (1994), Unasyuva, no. 185 (1997), Sadanandan and Brown (1997), Bruijnzeel (1986),(1990) y (1997).

En el contexto de nuestro país, el Departamento de Ciencias Forestales de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, fue pionero en incorporar al perfil de la formación del Ingeniero Forestal, en su plan de estudios la asignatura “Influencias de los Bosques” en el año 1981, con la finalidad de

estudiar sistemáticamente las relaciones entre las diferentes coberturas vegetales , el suelo y el agua.

En el plano de la investigación, en el año 1971, Ramírez (1971) hace una evaluación de la incidencia que tiene la reforestación en la cuenca de Piedras Blancas, Antioquia, encontrando una relación directa entre caudales y precipitación, un incremento de la interceptación con el aumento del área reforestada. Pero no fue posible evaluar la influencia de la cobertura forestal establecida sobre la modificación de los caudales. Para el periodo 1938 – 1970 la precipitación promedio fue de 1722 mm y el caudal 984 mm, similar a los valores encontrados para el periodo 1936 - 1948. Del balance hídrico realizado para el período se obtuvieron valores altos de humedad del suelo que fluctuaban mes a mes entre 219 y 242 mm durante el año.

Después de 37 años de haberse realizado este estudio, Nassar y Ricardo (1997) evaluaron el efecto de la reforestación con especies exóticas sobre la producción de agua en Piedras Blancas, utilizando las series de los parámetros climáticos e hidrológicos , período de análisis de 1959 a 1995,, obteniendo las siguientes conclusiones: 1 - No se encontró una relación entre el aumento de la reforestación y la producción de agua en la cuenca de Piedras Blancas, ya que a nivel de la escorrentía media no hubo cambios significativos a través del tiempo, no ocurrió lo mismo con el rango de caudales donde se observa una disminución en las series de los caudales máximos y mínimos debido al efecto regulador que las formaciones boscosas ejercen sobre las corrientes de agua contribuyendo a disminuir los picos de crecientes y a disminuir la intensidad de algunas inundaciones. 2- La evapotranspiración media anual en la cuenca de la quebrada de Piedras Blancas presentó un incremento a través del tiempo relacionada con el desarrollo forestal sostenido que ha tenido esta cuenca, este aumento en la tendencia de la evapotranspiración puede verse como un efecto negativo si se analiza desde el punto de vista del rendimiento de agua, pero como ya se mencionó, a nivel de caudales medios no se presentó ninguna disminución, por el contrario éste aumento de la evapotranspiración y la no disminución de los caudales medios indica un aumento en las entradas de agua al sistema. 3- La tendencia observada en la precipitación de la cuenca de Piedras Blancas no tiene base

en el desarrollo forestal de la cuenca, más bien es consecuencia directa de la componente climática. 4.- El efecto del fenómeno de El Niño tiene gran incidencia en las variaciones de la precipitación y la escorrentía, y que no dependen directamente del tipo de cobertura vegetal y su densidad de plantación.

Con el apoyo del Departamento de Conservación y Manejo Forestal de Empresas Públicas de Medellín, en convenio con el Departamento de Ciencias Forestales de la Universidad Nacional de Colombia, en el año 1990, la cuenca de Piedras Blancas se convierte en un laboratorio de hidrología forestal. El profesor Giraldo (1992) inicia un programa de investigaciones en dicha área, cuyo objetivo era evaluar el consumo de agua o evapotranspiración por las coberturas vegetales (ciprés, pino, rastrojo alto) utilizando diferentes modelos (Duque y Giraldo, 1994), el efecto sobre la humedad del suelo (Giraldo, 1993), el papel regulador del bosque a través del análisis de la hidrógrafa total (Arroyave y Giraldo, 1997).

En el año 1996 inició investigaciones en la cuenca de Piedras Blancas el grupo de cuentas ambientales liderado por la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, el Profesor Blandón y diferentes instituciones como Corantioquia, Corpouraba y la Gerencia Ambiental del Departamento de Antioquia. Mediante convenios suscritos con dichas instituciones la Universidad ha evaluado las funciones ecosistémicas que cumple el bosque como sumidero de CO₂, y como conservador del suelo y controlador de la sedimentación. Para tal efecto se han elaborado las cuentas físicas del agua, del suelo y del bosque (Universidad Nacional de Colombia, 1997; 1998a; 1998b; 1999). La estructuración de las cuentas físicas del agua, integradas por matrices síntesis que contienen la cuantificación de la disponibilidad de agua o balance hídrico y de los usos o aprovechamiento del recurso hídrico para la cuenca de Piedras Blancas, ha permitido a su vez establecer las bases metodológicas para la implantación de la Ley 373, cuyo objeto central es la generación de programas sobre el uso eficiente y ahorro del agua por los usuarios en las cuencas hidrográficas. (Universidad Nacional de Colombia, 2000).

Simultáneamente en el país se han hecho esfuerzos aislados en investigación de los efectos de plantaciones forestales sobre las propiedades de los suelos y el agua (Del Valle y Cadavid, 1970, Ballesteros, 1983; Velásquez, 1986; Moreno, 1987; Urrego, 1996; CONIF, 1998; De las Salas y García, 2000). CENICAFE ha investigado en diferentes aspectos hidrológicos sobre plantaciones forestales y cultivos de café (Jaramillo y Chaves, 1998, 1999)

Posteriormente, Tobón (1999), monitoreó y modeló los flujos hidrológicos de los bosques húmedos tropicales del medio Caquetá, Amazonía Colombiana. Se hará referencia a todos estos estudios mas adelante.

El bosque y el clima

Los bosques dan cuenta de la existencia de un ambiente particular, el cual es el comprendido entre las copas de los árboles y el piso forestal y la vecindad, denominado “ microclima” o microambiente forestal. La respuesta de la vegetación a los cambios en la atmósfera se ha denominado “sistema de acoplamiento” (Grace, 1983). Este acoplamiento se produce en un sistema estratificado de capas: capa adyacente sobre el dosel del bosque llamada “capa de difusión turbulenta”, es el ámbito de los flujos de calor, de vapor de agua y de dióxido de carbono de regiones de alta concentración a regiones de baja concentración. Una segunda capa de acoplamiento es la capa de fricción del dosel del bosque. En esta capa la velocidad del viento se reduce casi a cero y el flujo del viento es laminar, convirtiendo a la cobertura forestal en un excelente sumidero para el momento atmosférico. Así, la cobertura forestal es un sumidero de dióxido de carbono durante el día y fuente de vapor de agua y calor.

Uno de los principales factores de un microclima forestal es la radiación solar. Esta se comporta diferencialmente a través del perfil de un bosque: las copas de los árboles más emergentes reciben toda la radiación incidente. Estas absorben de 60 – 90 % de la radiación. En un segundo estrato del bosque, en el interior de las copas emergentes, la intensidad de la luz decrece en un 25 %. Este es el microclima de crecimiento de numerosas epífitas exigentes en luz. En el estrato inferior del bosque se presenta un dosel cerrado por las

copas superiores y un estrato de árboles de menor altura donde la intensidad relativa de la luz decrece hasta el 3 % de la luz incidente. Finalmente existe una capa oscura, próxima al piso forestal, llamada sotobosque, en la cual la intensidad lumínica es inferior al 1 % de la luz incidente. Bazzaz y Pickett (1980) mencionan un rango de 0.1 % a 1.9 % de energía radiante que alcanza al suelo, incluyendo los destellos de luz a los cuales atribuye la luz indirecta utilizada en estos estratos para la fotosíntesis de las plantas. La intensidad de la luz cerca al piso forestal depende también del ángulo como los rayos solares penetran a través de los estratos del bosque y de la hora del día (Longman y Jenik, 1978). A menor ángulo de incidencia de los rayos mayor es la longitud que atraviesan los rayos solares en el perfil del bosque.

Otro factor influyente en el microclima del bosque es la temperatura, la cual a su vez es dependiente de los valores de radiación incidente. Según Richards (1952) el sotobosque exhibe un rango de temperatura más pequeño que los niveles superiores del bosque, debido a que las temperaturas mínimas presentan poca variación con el perfil del bosque. Se presenta un gradiente de temperatura a partir de los estratos inferiores, puesto que la temperatura en las horas del medio día llega a ser 2 o 3 grados más bajas en el sotobosque que en las copas de los árboles del estrato superior; también se observa en los estratos que el máximo es un poco más bajo y el mínimo un poco más alto en la estación húmeda que en la estación seca. Durante el día el aire en la parte inferior del bosque es más fresco que el que está encima. Durante la noche el aire de encima del dosel llega a enfriarse más que el que está en el interior presentándose mezclas convectivas de las masas de aire. Varios investigadores han realizado estudios sobre el comportamiento de la temperatura en bosques húmedos tropicales: Cachan y Duvan (1963), Schultz (1960), Longman y Jenik (1970). Hardy (1970) afirma que cuando se elimina la cobertura forestal la temperatura media anual del aire incrementa en 0.9 °C, la temperatura media máxima del aire aumenta 6 °C en época seca y 4.3 °C en época húmeda, la fluctuación media diaria de la temperatura del aire aumenta de 9.7 °C a 18 °C.

Un tercer factor que interviene en el microclima del bosque es la humedad atmosférica. Una forma de su expresión es la humedad relativa, la cual se ha

considerado que es mayor bajo ambiente forestal que a campo abierto independiente de la estación: primero, porque varía en razón inversa de la temperatura; segundo, porque el vapor de agua se propaga en la atmósfera por difusión turbulenta y la acción del viento y se ha visto que el bosque actúa disminuyendo la velocidad del viento, dificultando los fenómenos de difusión.

Una medida relacionada más estrechamente con la evaporación es el “déficit de saturación”, o sea, la diferencia entre la tensión de saturación y la tensión efectiva de vapor. El déficit de saturación se torna relevante en la capa adyacente a las copas de los árboles o capa de difusión turbulenta, haciéndose responsable en gran parte de la dinámica evapotranspirativa de las copas. Cuando las copas de los árboles se encuentran mojadas se produce un aumento de la rugosidad aerodinámica de éstas, generando procesos de turbulencia en el proceso de acoplamiento copa-atmósfera y como consecuencia se suministra un flujo adicional de energía al bosque.

El bosque y el agua

- **Balance hídrico en cuencas hidrográficas**

Para comprender los procesos hidrológicos en zonas boscosas es necesario entender que el bosque se caracteriza por tres elementales compartimentos: 1) el área foliar por encima del suelo que forma un cierto número de capas o estratos, 2) la acumulación de la hojarasca o “litter” sobre el suelo, constituyendo el denominado “suelo forestal”; y 3) el suelo que se forma por debajo con raíces vivas y muertas, confiriéndole al suelo condiciones apropiadas de macroporos y de permeabilidad. Estos tres compartimentos se deben tener en cuenta cuando se quiere observar el movimiento del agua a través del bosque.

Por otra parte, las relaciones hidrológicas que se establecen en los ecosistemas forestales se pueden estudiar en el escenario de la cuenca hidrográfica como un sistema hidrológico en el cual se puede evaluar el balance hídrico durante un período de tiempo de acuerdo al principio de

Figura 1. Distribución porcentual aproximada de los procesos del balance hídrico y el tiempo de residencia de los componentes del flujo en cuencas hidrográficas pequeñas en buenas condiciones de cobertura forestal y en condiciones de clima templado (Adaptada de Hewlett, 1982)

La tabla 1 adaptada de Lima,1993, muestra algunos resultados de estos componentes del Balance hídrico para bosques naturales. De esta tabla se infiere que para latitudes bajas, la evapotranspiración anual tiende a aumentar probablemente hasta llegar a un valor límite máximo situado alrededor de 1500 mm por año. Lima (1993) indica que la cuenca hidrográfica situada en África Occidental con precipitación anual que alcanza casi 6000 mm, la evapotranspiración anual fue de apenas 1011mm.

Constituyéndose esta cuenca como una de las de mayor rendimiento hídrico en el mundo.

Duque y Giraldo (1994) encontraron para dos microcuencas de Piedras Blancas, Antioquia, la Cubero y la Beta, con una cobertura vegetal mixta dominante de coníferas, valores de 1091 y 875 mm de evapotranspiración media anual respectivamente por el método del balance hídrico. Por el método Penman la ETP fue de 1101mm, por Penmann-Monteith fue de 754 mm, utilizando los datos del tanque Clase A de evaporación el valor fue de 1151 mm.

Estos valores están dentro del límite máximo de ETP o consumo de agua de 1500 mm/año registrado para bosques tropicales.

Tabla 1. Balance hídrico medio anual de cuencas hidrográficas que contienen diferentes tipos de bosque. (Adaptada de Lima, 1993)

LUGAR	P (mm)	Q (mm/año)	ET (mm)	VEGETACION
Arizona, EE. UU	549	34	515	Chaparral
Arizona, EE.UU	639	71	568	Coníferas
California, EE.UU	648	64	584	Chaparral
Arizona , EE. UU	813	86	727	Coníferas
Ohio, EE.UU	970	300	670	Latifoliadas
Japón	1113	290	823	Coníferas
Georgia, EE. UU	1219	467	752	Latifoliadas
Carolina del Norte	1895	775	1120	Latifoliadas
África del sur	1166	178	988	Campo
África del sur	1390	590	800	Sabana
Reino Unido	2181	1325	856	Coníferas
Nueva Zelandia	2600	1600	1000	Podocarpus fagus
Japón	2627	2075	552	Lati + Coníferas
India	1535	469	1066	Shorea sp
Madagascar	1882	844	1038	Campo arbustivo
Kenia	1905	416	1489	Bosque tropical
Amazonía	2089	541	1548	Bosque tropical
Malasia	2156	1076	1079	Bosque tropical
Kenia	2198	699	1503	Bosque tropical
Kenia	2598	1540	1038	Pinus patula
Queensland, Australia	3900	2372	1502	Bosque tropical
África occidental	5795	4649	1011	Bosque tropical
COLOMBIA:				
La Cubero, Ant.	1565	543	1091	Lati + Coníferas
La Beta, Anti.	1504	676	875	Lati + Coníferas

CONIF, 1998 en investigaciones conducidas por Sicard y Suarez, en varias fincas ubicadas en la zona andina de los departamentos de Quindío, Caldas y Valle del Cauca encontraron los resultados de la tabla 2.

TABLA 2. Valores de precipitación, ETP, intercepción en plantaciones de pino y eucalipto obtenidas en varias fincas de la zona andina de Quindío, Caldas y Valle del Cauca en dos unidades geomorfológicas: cima y ladera respectivamente. Fuente : CONIF, 1998.

Finca	Ubicación	Cobertura	Precipitación (mm)	ETP(mm)	% ETP	Intercepción (%)
La gramínea	Riosucio	<i>Pinus patula</i>	2486 – 2391	865 - 1527	34 - 64	14 - 17
La suiza	Restrepo	<i>Eucalyptus grandis</i>	1505– 1427	869 - 807	58 – 57	6 - 36
Sinaí	Restrepo	<i>Eucalyptus Grandis</i>	992 – 1013	868 - 877	88 – 87	12 - 12
Maravillas	Pijao	<i>Pinus patula</i>	2025– 1855	1358- 1399	67 – 75	17 - 20

Velásquez (1986) realizó un estudio del balance hídrico en la zona de Guadalupe, Antioquia, en el cual seleccionó microcuencas para comparar los factores hidrológicos en coberturas de rastrojo natural secundario, plantaciones de ciprés y pastos. Comprueba la bondad de las coberturas boscosas,

incluyendo las plantaciones de ciprés en cuanto a protección del agua se refiere, comparada con pastos. Estudios similares fueron hechos por Ballesteros (1983) y De las Salas y García (2000).

Aunque los valores obtenidos en estos estudios no son comparables entre sí podemos afirmar que el consumo de agua en estas cuencas se encuentra dentro de la gama de variación en trabajos similares de la zona húmeda andina.

Tobón (1999) monitoreó y modeló los flujos hidrológicos en cuatro ecosistemas del río Caquetá, cuenca amazónica colombiana, convirtiéndose este estudio en el único que se ha llevado a cabo en Colombia hasta la fecha. En la Tabla 3 se presenta el resumen de los valores obtenidos para cuatro tipos de bosques: planicie sedimentaria terciaria (SP), terraza alta (HT), terraza baja (LT), planicie inundable (FPP del río Caquetá).

Tabla 3. Resumen de los datos del balance hídrico anual para cuatro ecosistemas forestales en el medio caquetá, amazonía colombiana. SP : planicie sedimentaria terciaria, HT : terraza alta, LT: terraza baja, FP : planicie inundable. Valores promedios de cuatro años de observación. Fuente: Tobón, 1999.

Ecosistema	Precipitación incidente		Precipitación Interna		Evaporación Agua interceptada		Drenaje Suelo forestal		Transpiración		Drenaje total 1 mt.		ETP	
	mm	%	mm	%	mm	%	Mm	%	mm	%	Mm	%	Mm	%
SP	3102	100	2795	90	365	11.8	2443	78.7	1193	38.4	1764	56.8	1558	50.2
HT	3166	100	2864	90	360	11.3	2598	82	1198	37.8	1824	57.6	1558	49.2
LT	3143	100	2802	89	405	12.8	2542	81	1214	38.6	1756	55.8	1619	51.5
FP	3110	100	2676	86	508	16.3	2529	81	1217	39	1621	52.1	1725	55.4

En cuanto al consumo total de agua por los bosques tropicales de la amazonía colombiana, las planicies inundables presentaron el mayor valor, 55.4 % de ETP. Durante el período, la ETP varió de 1558 a 1725 mm/ año, estos valores son altos comparados con otras áreas de la amazonía, lo cual es explicable en estas áreas durante la época más húmeda o en áreas con altas precipitaciones.

- **Influencia de las coberturas vegetales sobre el consumo de agua**

El consumo de agua por una cobertura vegetal o evapotranspiración total se refiere a la transpiración más la suma de las pérdidas por interceptación y la evaporación de agua del suelo, en caso de presentarse (esta componente tiende a cero para situaciones de una cobertura cerrada con un microclima especial). Interesa desarrollar en este numeral el concepto de transpiración de las especies forestales, proceso que tiene en cuenta los estomas de las hojas.

Debido a este control estomático se sabe que las especies forestales presentan un mejor control de la transpiración que las especies de gramíneas; esto se debe a que la conductancia estomática de las especies forestales es menor.

Calder (1986) citado por Lima (1993) afirma que la transpiración de la mayoría de las especies vegetales está determinada por a) demanda climática relacionada con la radiación solar, el déficit de saturación de vapor de la atmósfera, la temperatura y velocidad del viento; b) mecanismos fisiológicos relacionados con la respuesta estomática a factores ambientales; c) índice de área foliar; d) disponibilidad de agua en el suelo. Por todo lo anterior es normal esperar que las tasas de transpiración varíen de especie a especie.

Para el caso de las coníferas se ha dicho que pueden transpirar a tasas mayores que las especies latifoliadas por presentar mayor índice de área foliar, mayor superficie evaporativa, y menor albedo, lo que implica una mayor cantidad de energía disponible para la evaporación, pero la realidad es otra.

Robert (1983), citado por Lima (1986) estudió los mecanismos de control de la transpiración de las especies forestales y concluyó que los valores de transpiración anual de los bosques de coníferas y de latifoliadas son sorprendentemente similares y alrededor de 350 mm/año, bajo condiciones semejantes de sistema radicular y de desarrollo. Esa similaridad es una consecuencia de la condición del bosque de estar normalmente bien acoplado al déficit de presión de vapor atmosférico y de ejercer un control estomático de la transpiración.

Con frecuencia se habla de que los eucaliptos consumen más agua que las demás especies de latifoliadas, pero la realidad es que pocas especies de eucalipto presentan tal comportamiento, y son los del subgénero *Monocalyptus*, las cuales exhiben un mecanismo fisiológico bastante ineficiente en el control estomático de las pérdidas de agua y además pocas veces este subgénero se desarrolla bien fuera de Australia. La mayoría de las especies de eucaliptos que se cultivan en el trópico pertenecen al subgénero *Symphyomyrtus* y están dotados de mecanismos eficientes y desarrollados en el control estomático de las pérdidas de agua, como respuesta a cambios de las condiciones

ambientales (períodos húmedos o secos), además de desarrollar un tejido endurecido llamado esclerénquima, que les permiten soportar potenciales de agua en la hoja bastante severos y por ello son llamadas plantas esclerófilas. Cuando las plantas experimentan stress hídrico sus estomas se cierran como mecanismo de defensa contra las pérdidas exageradas de agua. Lima (1993) afirma que los eucaliptos, por lo menos las especies del género *Simphyomyrtus* no constituyen una excepción a esta regla.

El mismo autor concluye que los eucaliptos presentan en general tasas de transpiración diarias dentro de los valores consideradas normales para las especies forestales. Presenta valores de 19 a 37 litros/árbol/día en la época de verano para plantaciones de eucalipto en el trópico de tres años máximo; y en plantaciones adultas de 4.1 mm/día en verano. Es impropio computar los totales anuales a partir de la acumulación de valores diarios en función de valores diarios medidos y extrapolados a un patrón anual porque se obtienen resultados exagerados como ha sucedido en varios estudios en los cuales presentan al eucalipto como una bomba de extracción de agua del suelo.

El único estudio realizado en nuestro medio que permite comparar diferentes especies vegetales es el de Ballesteros (1983) en el cual se utilizó el método momentáneo de Stocker para medir la transpiración de tres especies vegetales del bosque nativo: *Weinmannia tomentosa* , *Vallea stipularis*, *Buquetis glutinosa* y dos especies de plantaciones forestales: *Pinus patula*, *Eucalyptus globulus*. *Pinus patula* fue la especie que observó mayor transpiración, 1.7758 gr/hora/dm², *Eucalyptus globulus*, 1.3042 gr/hora/dm², *Weinmannia tomentosa*, 1.2152 gr/hora/dm², *Bucquetia glutinosa*, 0.7459 gr/hora/dm², *Vallea stipularis*, 0.5257 gr/hora/dm², ésta última especie fue la de mejor economía hídrica. En este estudio el bosque nativo presentó la menor pérdida de agua por transpiración, posiblemente debido a la alta humedad reinante.

Se puede concluir con Lima (1993) en el sentido de que las evidencias disponibles en la literatura están mostrando que las especies de eucalipto normalmente utilizadas en plantaciones intensivas de corta rotación para la producción industrial o pulpa no son nada diferentes de las demás especies forestales en lo que respecta al control estomático de la transpiración.

- **Influencia de la vegetación sobre la precipitación**

En primer término hay que referirse al papel del bosque sobre la cantidad de agua que cae en forma de precipitación sobre un área . Sobre este tópico es necesario analizar las diversas tendencias y evidencias de los investigadores, con un enfoque a escala de macrocirculación o escala regional y a microescala, para no acceder a argumentos simplistas o triviales de que la sola presencia de los bosques aumenta la cantidad de lluvia en un área.

En segundo término, un análisis ordenado de esta cuestión lleva a considerar el origen de las precipitaciones (ciclónicas, convectivas y orográficas), la interceptación, las precipitaciones ocultas, precipitaciones horizontales, rocíos y escarchas.

Alrededor de este tema ha habido dos tendencias de creencias o enfoques: 1- los investigadores que han creído que la precipitación media es en general mayor en áreas con bosque que en áreas descubiertas; esto ha sugerido que el bosque contribuye a un aumento de la precipitación total a través del ciclo de las lluvias por el proceso de evapotranspiración. Inclusive se ha atribuido la ocurrencia de la sequía a la deforestación. Esta tendencia prevaleció durante varias décadas (FAO, 1962), argumentada en datos experimentales obtenidos en ambas situaciones; en una mayor transpiración de los bosques y por tanto mayor tasa de suministro de vapor a la atmósfera, el efecto orográfico provocado por los bosques, el efecto de turbulencia creado por los bosques. Lo anterior se ha dilucidado con el análisis de la participación efectiva del proceso de evaporación continental como suministrador de la humedad a la atmósfera. La evaporación local no controla la precipitación en el mismo lugar, ni tampoco se correlaciona con los patrones de distribución de las lluvias sobre la tierra. La evaporación continental corresponde apenas a cerca de 14 % de la evaporación del planeta. Se afirma que el patrón general de distribución de las lluvias en el planeta corresponde a una macrocirculación general de la atmósfera reforzada por la microcirculación (factores fisiográficos, orográficos, calentamientos diferenciales del aire) rigen la distribución horizontal de las lluvias de un lugar.

También, la humedad atmosférica es apenas uno de los factores involucrados en la ocurrencia de la lluvia, pues se requieren además otros mecanismos: ascensión y expansión de masas de aire, condensación de vapor, crecimiento de la gota de agua y acumulación de humedad. Finalmente, la participación relativa de la evapotranspiración forestal en el suministro de vapor a la atmósfera.

A escala regional, la influencia del bosque sobre la precipitación es complicada para confirmar. Se ha encontrado por ejemplo, para la cuenca amazónica donde la precipitación media anual es 2000 a 2400 mm, una situación diferente. El tiempo promedio de reciclaje del vapor de agua es de cerca de 6 días. Investigadores citados por Reynolds y Thompson (1988) han confirmado la importancia del reciclaje del agua en el balance hidrológico de la cuenca; dicho reciclaje de vapor dentro de la cuenca presenta el 48 %; el 52 % restante de la precipitación en la región amazónica se debe al fenómeno de la macrocirculación de masas húmedas procedentes del océano atlántico, o dicho de otra manera, cerca del 50 % de la precipitación que cae sobre la cuenca amazónica es reciclada por ella misma. De manera que una alteración de este balance de agua por actividades del hombre tales como la deforestación puede afectar significativamente la cantidad de precipitación, y el régimen de caudales en los ríos de la región.

A nivel de microescala el bosque desempeña muy bien el papel importante en la distribución de la energía y del agua en la superficie, afectando localmente la distribución de la lluvia por el proceso de intercepción, además del escurrimiento por el tallo, infiltración etc.

Una segunda tendencia que es la que prevalece hoy día comprende los investigadores (Penman, 1963) que preconizan la idea de que en ausencia de datos convincentes se debe admitir que, la mera presencia de bosque no afecta necesariamente la cantidad de precipitación sobre el área, es el enfoque a partir del Simposio Internacional sobre Hidrología forestal en Pensilvania, USA, 1965.

Una excepción la constituye la "precipitación oculta" que es la fijación en el interior del suelo de vapor atmosférico cuando la temperatura del suelo es más baja que la del aire. La vegetación favorece la condensación del vapor de

agua en el interior del suelo por la presencia de sus sistemas radicales, los macroporos y la existencia de una mayor humedad relativa.

Tragsa(1994) reporta la ganancia de 1 mm/día durante cuatro meses de tiempo caluroso, lo que representa 120 mm al año por la presencia del bosque en Montpellier.

En el interior de un bosque hay un aumento de precipitación que se escapa al pluviómetro corriente, pero que se comprueba directamente, por las gotitas de agua de la niebla condensada, que se mueven horizontalmente, se depositan en las copas y forman gotas que escurren al suelo. Este fenómeno ha sido llamado “precipitación horizontal y condensación oculta” (FAO, 1962). Se reportan para Australia en plantaciones de *Eucalyptus regnans* en los meses de invierno valores de 97 mm de condensación oculta; en plantaciones de *Abies firma* en Japón hasta el 39 % de la precipitación; en plantaciones de *Picea sitchensis* en Oregon, USA, hasta el 59 % y en Avila, España, en plantaciones de pinos diferencias hasta de 150 mm/año comparadas con áreas sin bosque.

Como puede verse, es en las precipitaciones no convencionales (precipitación oculta en el suelo, precipitación horizontal o condensación oculta dentro del bosque(menos conocidas y de más difícil medición) donde los bosques registran mayores valores de precipitación, lo que alimenta la creencia popular de que en los bosques llueve más o “hacen llover”. Esta influencia del bosque se limita a zonas de montaña alta, páramos y ciertas regiones costeras.

• **Influencia de la vegetación sobre la intercepción**

Este es uno de los papeles más importantes que desempeña la vegetación sobre el ciclo hidrológico, sirve de compartimento distribuidor de las lluvias desde la atmósfera hacia el suelo. La intercepción hace parte substancial del consumo de agua total por las especies vegetales conjuntamente con la transpiración y la evaporación de agua del suelo y se considera una pérdida de agua para el ecosistema boscoso, pero es contrarrestada positivamente por los

beneficios de la regulación de flujos de agua (reducción del caudal de avenidas), y participa activamente en la distribución de la lluvia.

Se entiende por intercepción (I) el proceso por el cual el agua lluvia es retenida temporalmente por las copas de los árboles y regresa a la atmósfera por evaporación. El resto del agua lluvia es redistribuida posteriormente en agua que llega al suelo a través del dosel (precipitación interna) y agua que escurre por el tallo (Et). Horton (1919), citado por Zinke (1967) define las pérdidas por intercepción total como la capacidad de almacenamiento de agua por las hojas más las pérdidas por evaporación durante la lluvia. El proceso de intercepción está altamente influenciado por: la especie vegetal, la edad, el tipo y estructura de bosque, los parámetros climáticos, la duración e intensidad de las lluvias y la capacidad de almacenamiento de las copas (en zonas tropicales varía de 2.2 a 8.3 mm). Giraldo (1989) presenta un compendio de los métodos empíricos y analíticos para modelar el proceso de intercepción. Múltiples estudios se han realizado hasta la fecha para la determinación de los componentes que intervienen en el proceso de intercepción (P, PI, Et, I). Lima (1986) concluye que los bosques de coníferas interceptan más agua que los bosques de hoja ancha.

Para los eucaliptos en condiciones de plantación y en bosque natural en Australia, se encontró una media de intercepción que varía entre 15 % y 25 % de la precipitación incidente; la precipitación interna (PI) puede representar desde el 65 % hasta el 90 % y el escurrimiento por el tallo (Et) de 0.4 % hasta 8 % . CONIF (1998) reporta valores de intercepción de 12 % para *Eucalyptus grandis* en Colombia. Tobón (1989) en un estudio realizado en la zona de Guadalupe, Antioquia, en zona de vida muy húmeda premontano, encontró los siguientes valores de PI, Et, e I. Tabla 4.

Los valores de intercepción obtenidos en este estudio difieren substancialmente de los obtenidos por Ballesteros(1983) y De las Salas y García(2000), tal vez debido a los métodos utilizados en cada estudio y a las variables tanto climáticas como de los tipos de bosque. Los valores de intercepción en plantaciones de *Pinus patula* son comparables con los obtenidos por CONIF (1998) para la misma especie.

Tabla 4. Valores calculados de intercepción en parcelas de *Cupressus lusitanica*, *Pinus patula* y bosque natural secundario en Guadalupe, Antioquia (Fuente: Tobón, 1989)

Cobertura	Precipitación incidente	Precipitación Interna		Escurrimiento Por el tallo		Intercepción	
		Mm	%	Mm	%	Mm	%
<i>Cupressus lusitanica</i>	3098	2458	79	183	5.9	456.8	14.7
<i>Pinus patula</i>	3077	2036	74.9	132	4.3	637.4	21.0
Bosque natural	3412	2756	80.7	43	1.2	613	18

Rakhmanov (1966) en sus revisión exhaustiva de los estudios realizados en Norte América, Europa y Rusia, estableció que las pérdidas por intercepción anual por las copas de bosques mixtos, incluyendo pinos, no excedían del 35 %, con unas pocas excepciones. En bosques de hoja ancha el promedio varió de 20 % - 22 % y en plantaciones de pino 25 %.

Para el caso de los bosques húmedos tropicales el estudio de Tobón (1999) en la amazonía colombiana, obtuvo valores de precipitación interna que varían de 82 –87 %; escurrimiento por el tallo de 0.9 –1.5 %; intercepción de 12 – 17 %. Los valores de intercepción son muy bajos comparados con bosques naturales de zona andina o con coníferas, lo que indica que la mayor parte del agua lluvia (80 %) llega al suelo y las pérdidas de agua por evapotranspiración es a través del proceso de transpiración (40 %).

• **Influencia de la cobertura forestal sobre las crecidas en cuencas de montaña**

Esta influencia de los bosques merece destacarse, asunto que por demás no es nuevo, pues Zon (1927) citado por Lima (1986) había llegado a afirmar: “de todas las influencias directas del bosque, la influencia sobre los ríos y sobre la regularidad de sus escurrimientos es de las más importantes para la economía humana” . De ahí, que como lo señala Vasquez (1997), “el poder de regulación de los caudales ejercido por los bosques debe ser mucho mejor valorado por las personas que manejan cuencas con fines de aprovechamiento para acueductos, distritos de riego, generación hidroeléctrica, etc.”

Merece entonces una sustentación cuidadosa de esta capacidad reguladora de los bosques basada en la relación entre el compartimento aéreo de la vegetación, el compartimento del suelo forestal y los procesos hidrológicos.

Los efectos positivos de una cubierta forestal se resumen así:

- acción directa al reducir el impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo
- acción indirecta al reducir el volumen de la escorrentía directa y por tanto el volumen de materia sólida que ésta puede arrastrar.
- acción indirecta de los efectos del suelo forestal sobre la escorrentía (retraso del tiempo de concentración, aumento de infiltración, conversión del escurrimiento superficial en escurrimiento subsuperficial, suministro adicional al suelo de un mayor potencial del almacenamiento de agua).

Por otra parte, los efectos del compartimento del “suelo forestal” en la formación de corrientes de agua es relevante. Meunier (1996) menciona la importancia que han tenido experimentos de simulación de lluvia para cuantificar la función de la vegetación en la infiltración, midiendo la escorrentía sobre superficies con cubierta vegetal y en la misma parcela después de haber eliminado la vegetación incluidas las raíces (Gresillon, 1994). Los resultados demuestran que un suelo con raíces permite una infiltración casi total por lo que la escorrentía superficial puede considerarse prácticamente nula, incluso en caso de lluvia muy intensa. Únicamente la saturación del suelo puede modificar el cursos del agua hacia las capas más profundas. Al eliminar la vegetación junto con sus raíces, la infiltración se reduce enormemente lo que hace que predominen los cursos de agua superficiales. Estos resultados confirman que el efecto de retardo fundamental de la vegetación sobre las crecidas se deriva del desarrollo de un “suelo forestal” constituido por capas de hojarasca o “litter”, diferentes humus, contribuyendo eficazmente a la dotación de una gran capacidad de infiltración, la formación de condiciones especiales de permeabilidad por el crecimiento de raíces, el desarrollo de macroporosidad a través de los cuales van los flujos preferenciales y una profundidad efectiva que favorece la capacidad de almacenamiento del agua. Por tanto en una

cuenca hidrográfica el funcionamiento hidrológico depende del comportamiento del agua en la zona vadosa y el agua subterránea que forma los acuíferos, y de la dinámica del flujo subsuperficial que alimenta las corrientes de agua.

- Comportamiento de las crecidas en una cuenca reforestada y otra degradada:

La hipótesis de partida es que el bosque retrasa el tiempo de concentración en los cauces y reduce la importancia de las crecidas, su caudal máximo y su volumen.

Para comprobarla se explicará el ejemplo presentado por Meunier (1996) para dos cuencas hidrográficas de Draix en los Alpes de la Alta Provenza del sureste de Francia. Una denominada Laval, con una tasa de denudación de 78 % y la otra, Brusquet, con el 13 % de denudación. La comparación de las crecidas de las dos cuencas se hizo por confrontación directa de los resultados de las mediciones, como aparece la Figura 2. Se observa que la respuesta de la cuenca de Laval es rápida, que el hidrograma sigue sin retraso el perfil de las precipitaciones (respuesta de tipo pulsante) y que los valores de la crecida son más elevados que en la cuenca de Brusquet. En consecuencia, la cuenca Laval, exhibe escorrentía de superficie y por lo tanto rápida, por la desprotección de vegetación, mientras que la cuenca Brusquet exhibe protección con la vegetación. Se confirmó que existe una diferencia de 1 a 10 entre los caudales máximos de la cuenca reforestada y los de la cuenca denudada. La cubierta forestal desempeñó una función niveladora de las lluvias.

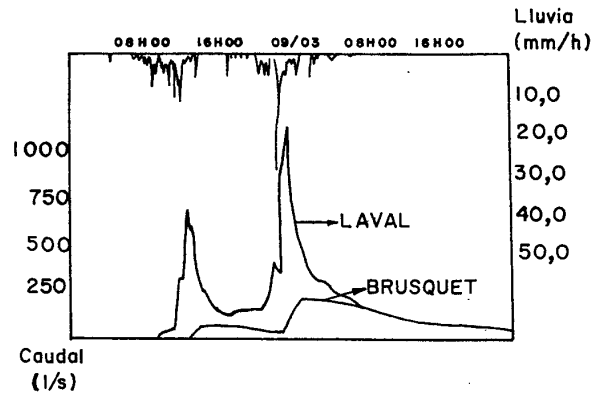


Figura 2. Crecidas del 8-9/3/91 en las cuencas de Brusquet y de Laval. Hidrogramas con caudal en litros/segundo . En la parte superior se representa la precipitación en mm/hora. Adaptada de Meunier (1996)

Tragsa (1994) presenta otros estudios que vale la pena exponer, en los cuales se ha simulado los hidrogramas de una cuenca de 100 Km² con tres tipos de vegetación: cultivo de gramíneas, pastizales y bosque adulto, correspondiendo a la descarga de escorrentía directa de una precipitación puntual de 150 mm en seis horas. En la Figura 3 se observa, en la simulación realizada, diagrama unitario de Sherman, la reducción del caudal pico al 59 % para la cuenca cubierta con bosque en relación con la dedicada a cultivo, y a un 65 % el volumen total desaguado.

Esta efectividad en el control de avenidas es tanto mayor cuanto menor sea la superficie de la cuenca, más corto sea el aguacero y por tanto menor la precipitación.

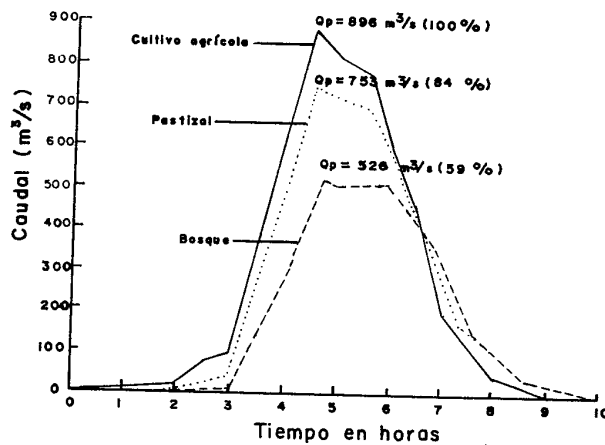


Figura 3. Simulación de los hidrogramas de una cuenca de 100 Km² con tres tipos de cobertura: cultivo agrícola, pastizal y bosque adulto, correspondiendo a una precipitación puntual de 150 mm en seis horas. Adaptada de Tragsa (1994).

En el estudio realizado en Piedras Blancas, Antioquia, en las microcuencas la Beta y la Cubero (Arroyave y Giraldo, 1997), se llegó a la conclusión de que la presencia de una mayor cobertura vegetal de carácter boscoso, con plantaciones de ciprés y pino en la microcuenca la Beta (60 %), con respecto a la microcuenca la Cubero (34 %), implica que el tiempo base también se vea afectado por esta característica, ya que gran parte de la precipitación pasa a ser parte del flujo subterráneo; la presencia de una mayor cantidad de restos vegetales, “litter”, sistemas aciculares bajo estas plantaciones permiten una capacidad alta de infiltración del flujo preferencial por macroporos. Esto indica un mayor retraso en la formación de la escorrentía directa de la hidrógrafa (4 horas), un mayor tiempo al pico (2 horas), retrazando así la formación del

caudal pico. Consecuentemente, la microcuenca la Beta exhibió un menor caudal anual (6 % menor) que la Cubero. La forma que presentan las curvas de la hidrógrafa total (ver figura 4 y figura 5) de cada una de las microcuencas expresa el papel regulador que desempeña el bosque. Este factor disminuye la escorrentía superficial pero aumenta el flujo base de la hidrógrafa al favorecer la infiltración en el suelo.

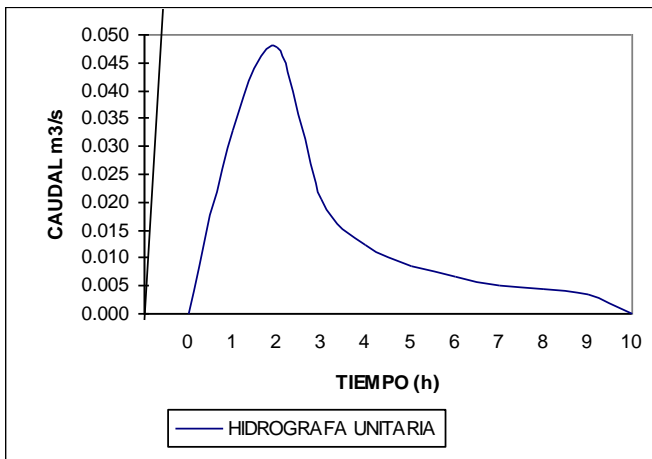


Figura 4. Hidrógrafa unitaria para la microcuenca la Beta. Piedras Blancas. Adaptada de Arroyave y Giraldo (1997).

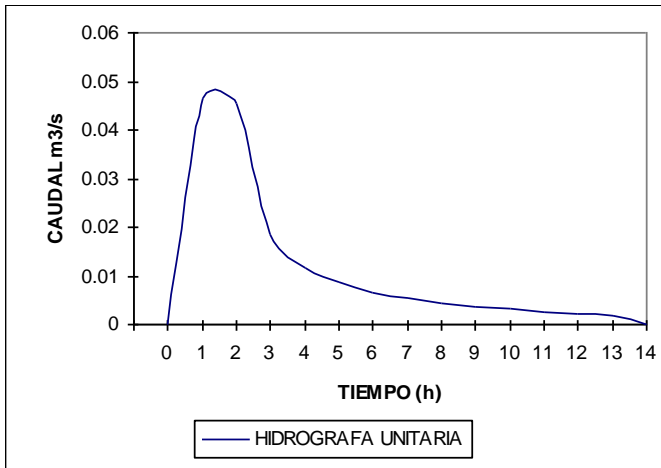


Figura 5. Hidrógrafa unitaria para la microcuenca la Cubero. Piedras Blancas. Adaptada de Arroyave y Giraldo (1997).

A pesar de todos estos efectos positivos en el papel regulador de los bosques y las corrientes de los ríos hay que dejar claro como lo expresa Vásquez (1997) “que esto no quiere decir que los bosque sean capaces de eliminar la posibilidad de ocurrencia de crecientes de carácter desastroso, ya que ellos ocurren a pesar de la existencia de una vegetación densa sobre la cuenca, pues tales eventos están determinados por la morfometría de la cuenca (el área y la pendiente) y las características de la precipitación en el lugar”. No obstante, la vegetación se considera una estrategia importante en el manejo de riesgos y flujos torrenciales en cuencas hidrográficas, pues se incrementa la infiltración y se reducen los focos erosivos en cortos períodos de tiempo (Urrea, 1996). Es común el dicho de que “el bosque previene grandes avenidas”, lo cual es verdadero hasta cierto punto, pero Lee (1980) afirma que algunos de los mayores picos de avenidas registrados han ocurrido precisamente en cuencas el 100 % reforestadas.

• **Influencia de la cobertura forestal sobre la generación del flujo de agua en cuencas hidrográficas reforestadas**

Con el avance de estudios de hidrología en microcuencas forestales, Hewlett y Hibbert (1967) comprobaron que el escurrimiento subsuperficial (interflujo o flujo lateral) era la fuente primaria que generaba el hidrograma directo en las microcuencas y por tanto el mecanismo primordial del transporte de agua lluvia hacia las corrientes. Estos autores desarrollaron el concepto de “Área de fuentes variables o Áreas Variable de Afluencia Física”, para denominar en la cuenca el área que realmente contribuye con flujo a una corriente en cualquier momento. Como se muestra en la Figura 6 el área de fuente variable se expande durante una tormenta o aguacero y se contrae después. Esta puede llegar a ser hasta un 10 % del área de la cuenca durante un aguacero en regiones húmedas y con buena cubierta de vegetación. En este caso, Chow et al. (1998) indican que se trata de flujo subsuperficial de saturación, el cual se produce cuando el suelo se satura desde abajo. Esta condición se presenta con más frecuencia en la parte inferior de las pendientes de colinas, en hondonadas, en áreas de nacimiento de aguas y cerca de las bancas de las corrientes.

Estas áreas en zonas de la cuenca asociadas a los mecanismos anteriores son las partes más críticas y más sensibles de una cuenca, desde el punto de vista de su respuesta hidrológica a la ocurrencia de una lluvia. Son las áreas que siempre deben estar en buenas condiciones de protección con cobertura vegetal adecuada con el fin de garantizar el mantenimiento de su funcionamiento hidrológico armónico. Por ello la vegetación de ribera reviste tanta importancia y debe estar presente en las áreas de fuentes variables, las cuales se identifican con las áreas de ribera, áreas de nacimientos o afloramiento de agua. El Departamento de Ciencias Forestales ha profundizado en este tema mediante estudios y convenios que incluyen el manejo de los ecosistemas riparios y de las áreas de ribera y la importancia de la vegetación de ribera (Giraldo, 1997 ; Ruiz, 1993; Arboleda, 1993; CORANTIOQUIA, 1998; Empresas Públicas de Medellín, 1999; Varon , 2000)

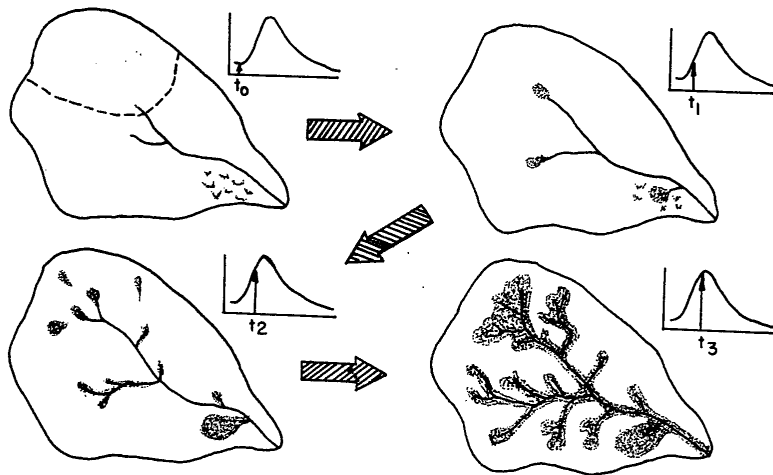


Figura 6. Areas de afluencia física (áreas más oscuras). Las pequeñas flechas muestran en los hidrogramas cómo se incrementa el caudal a medida que la fuente variable se extiende a pantanos, suelos poco profundos y canales efímeros. El proceso se invierte a medida que el caudal declina. Adaptada de Hewlett (1982).

Funciones hidrológicas del ecosistema ripario o de las áreas de ribera y sus indicadores hidrobiológicos:

- Estabilización de las áreas críticas de las riberas de los ríos.

Indicador: sistema radicular enmarañado; índice de abrasión.

- "Tampón" y filtro de los productos que van de las áreas de ribera hacia las corrientes.

Indicador: ciclo de nutrientes; parámetros de calidad de agua: aporte de nitratos; concentración de metales pesados en la estructura de las plantas.

- Disminución y filtración del escurrimiento superficial.

Indicador: cantidad de escurrimiento subsuperficial o flujo lateral hacia canales; índice de sedimentación; capacidad de arrastre del agua.

- Intercepción de radiación solar.

Indicador: estabilidad térmica de flujos.

- Control de velocidad del viento sobre flujos de agua, controlando la difusión turbulenta.

Indicador: velocidad del viento sobre los flujos, tasas de velocidad media del viento.

- Estabilización de taludes y bancas en las orillas de los reservorios de agua.

Indicador: índice de abrasión: cantidad de material desprendido.

- Estabilidad permanente del fondo o lecho del río.

Indicador: el gradiente del lecho corresponde a un gradiente de compensación.

Este es el gradiente que bajo condiciones de máxima capacidad de transporte de flujo no produce desplazamiento o movimiento de sedimentos.

- El tipo de vegetación ciliar y especies adecuadas.

Indicador: tolerancia de especies a la inundación y a condiciones de anegamiento (índice de supervivencia).

• **Influencia de la vegetación sobre la humedad del suelo**

El estudio de la humedad del suelo se refiere a la zona vadosa, la cual se presenta entre la superficie del suelo y el acuífero saturado, comprende la zona radicular, y el flujo es no saturado, la presión del agua es succión negativa. El flujo se da por los huecos de las raíces, fallas o grietas pequeñas, flujo en depresiones pequeñas, y flujo inestable causado por suelos hidrofóbicos. El flujo llamado preferencial es a través de macroporos y se necesita intensidad de flujo para generar capacidad de infiltración. Esto es lo que caracteriza a los "suelos forestales".

El conocimiento de la influencia de los bosques sobre los diferentes aspectos del agua del suelo ha sido de importancia significativa en la evaluación del papel del bosque sobre el ciclo hidrológico; tema que al mismo tiempo se ha prestado para diversos comentarios y apreciaciones infundadas sobre la bondad o no de las sustituciones de coberturas de bosques naturales por plantaciones de coníferas o cultivos. El fundamento de la discusión es la dinámica del agua en el suelo determinada por la gran permeabilidad de los suelos forestales.

En la literatura existen resultados contrastantes cuando se revisa el tema sobre bosques y régimen del agua del suelo.

Diversos estudios como los realizados por Blackie et al. (1981), Lima (1975) no han encontrado diferencias significativas en el contenido de humedad del suelo bajo diferentes tipos de coberturas vegetales. Lima(1983) encontró diferencia significativa entre la vegetación de "cerrado" y *Pinus caribaea* en la capa superficial del suelo, o sea que el suelo bajo bosques se mostró más húmedo en la capa superficial que el de plantación de pino. En las demás profundidades los contenidos de humedad fueron similares.

Moreno (1987) en un estudio realizado en bosque natural, plantaciones de *Pinus patula*, y potreros, en suelos derivados de cenizas volcánicas, encontró que el contenido de humedad del suelo bajo *Pinus patula* no presentó diferencia significativa con el bosque natural o con el pasto. La humedad del suelo aumentó con la profundidad para todas las coberturas.

CONIF (1998), presenta los resultados preliminares sobre estudio de efectos en plantaciones forestales sobre el suelo y el agua orientados por Sicard, T. L y Suarez C. A. Las fincas la Gramínea y Maravillas, en las cuales se comparó cobertura de pino con pasto, entre estos no se encontró una diferencia significativa en el agua aprovechable pero sí una diferencia estadística a favor de parcelas ubicadas en la posición geomorfológica de colinas en el horizonte Ap. En las fincas la Suiza y Sinaí se compararon plantaciones de eucalipto y pasto . Se encontraron diferencias significativas en la Suiza en la humedad aprovechable debido a cobertura y posición geomorfológica. En la finca Sinaí no se encontró diferencia significativa en el análisis de esta propiedad.

Giraldo (1992), en la cuenca de Piedras Blancas, Antioquia seleccionó las microcuencas la Beta y la Cubero con el fin de evaluar el efecto de las coberturas vegetales , ciprés, pino y rastrojo secundario sobre la humedad del suelo hasta una profundidad de 60 cms. Se analizó el contenido de humedad del suelo a tres niveles de profundidad durante un año: nivel A u horizonte superficial (0 - 20 cms), nivel B (21- 40 cms) y nivel C (41 - 60 cms); y cuatro períodos de lluvia durante el año.

En el análisis particular de la microcuenca la Beta, no se encontró una diferencia significativa en el contenido de humedad entre las tres coberturas vegetales hasta una profundidad de 60 cms. Con respecto a cada nivel de profundidad y los períodos de lluvia las coberturas vegetales sí exhibieron diferencia significativa en la humedad del suelo. Esto significa que el comportamiento de la humedad del suelo en las tres coberturas cambia de acuerdo con el nivel de profundidad edáfica y con los diferentes períodos de lluvia. La humedad del suelo es menor en la capa superficial bajo ciprés y pino que bajo rastrojo; en este último la humedad superficial siempre es mayor que en profundidad. Los diferentes períodos de lluvia no provocaron diferencia significativa en los contenidos de humedad del suelo bajo la cobertura rastrojo, mientras que para las coberturas de pino y ciprés sí existieron diferencias según los períodos de menor o mayor precipitación.

En el análisis particular de la microcuenca la Cubero, también se encontraron diferencias significativas en y entre las coberturas estudiadas en función de la profundidad del suelo y de los distintos períodos de lluvia. La cobertura de ciprés presentó un contenido de humedad en el suelo superficial inferior a los niveles B y C de profundidad. La cobertura de pino no presentó diferencias significativas en los contenidos de humedad de los tres niveles de profundidad. La cobertura de rastrojo presentó un comportamiento contrario a la de ciprés en los contenidos de humedad : mayor contenido de humedad en el horizonte superficial.

Este menor contenido de humedad del suelo en esas capas superficiales presentados en coberturas de ciprés y pino puede ser un indicio de la presencia de flujos inestables causados por suelos hidrofóbicos, tal como lo señalan Jaramillo (1992) y Debanó (1981) atribuyendo a estos suelos derivados de cenizas volcánicas menor retención de humedad en la capa inmediatamente debajo de la capa de acículas o escamas, atribuible a causas fisico-químicas y biológicas, presentándose un movimiento descendente del agua (flujo inestable preferencial) a los horizontes inferiores.

Se comprobó también que los suelos de ambas microcuencas, derivados de cenizas volcánicas, son excelentes retenedores de humedad en la zona radicular (primeros 60 cms de profundidad), humedad que varía de 250 a 500 mm durante el año.

En el mismo estudio se determinó el comportamiento anual de la lámina drenable en la zona de máxima intensidad radicular, o en otras palabras, el aporte de agua en milímetros que los suelos de las coberturas de rastrojo, pino y ciprés hacen al flujo base, una vez el suelo ha alcanzado su capacidad de saturación. Los resultados mostraron que los suelos bajo cobertura de rastrojo en la época más húmeda es la que más aporta agua en forma de lámina drenable hacia el flujo base y que los suelos bajo cobertura de pino y ciprés presentan una tendencia similar en la cantidad de agua en forma de lámina drenable. Se aclara que la producción de la lámina drenable no depende tanto del tipo de vegetación sino de la condición de saturación de los suelos y de la macroporosidad a través de la cual van los flujos preferenciales. Pero esta macroporosidad si es función del sistema radicular de la vegetación que soporta el suelo indistintamente si es bosque natural, pino o ciprés.

Se debe aceptar el beneficio que ofrece una cobertura de rastrojo natural en lo que respecta a conservación del agua en el suelo en cuencas hidrográficas, comparada con coberturas de coníferas y esto se debe tener en cuenta en la sustitución de usos de la tierra de las áreas de Piedras Blancas y regiones con zona de vida similar.

En zonas con bosques húmedos tropicales la dinámica del agua en la zona vadosa tiene especial importancia por el papel que juega el "suelo forestal" desarrollado por estos bosques. Una sustitución de estos bosques implica la destrucción hidrológica del suelo. La investigación de Tobón(1999) corrobora dicha importancia. El investigador utilizó la aproximación conceptual del modelo de intercepción de Rutter para estudiar la dinámica y retención de agua en el suelo forestal, considerada como una capa continua que intercepta y redistribuye la precipitación neta que en este caso es la precipitación interna. El estudio concluyó que el porcentaje de precipitación interna (precipitación que atraviesa el dosel) que pasa a través del suelo forestal como flujo del

"litter" hacia el suelo mineral es cercano a 93 % en estos ecosistemas. Además concluyó que el drenaje expresado como porcentaje de la precipitación total varía de 52 % a 58% en estos ecosistemas estudiados, lo que demuestra la capacidad de infiltración de estos suelos bajo bosques.

- **Influencia de la vegetación sobre el rendimiento hídrico**

El rendimiento hídrico se define como la descarga de una corriente fluvial en una sección transversal y calculada para un período de tiempo específico: un día, un mes, una estación o un año; o para un número determinado de tales intervalos. El rendimiento hídrico o caudal específico se obtiene dividiendo el caudal absoluto expresado en m^3/seg por el área drenada en Km^2 o hectáreas. El rendimiento promedio es una medida de volumen de escorrentía directa, la cantidad de agua disponible para el consumo y uso múltiple. El rendimiento de agua total tiene varios componentes: - la descarga total de flujo en horas, días, meses, estaciones, años; el flujo superficial y el flujo subsuperficial (interflujo o flujo lateral). Estos dos flujos forman la escorrentía directa para períodos similares; la descarga de flujo base para períodos similares; la descarga de flujo generado por una precipitación para lluvias individuales; y finalmente la duración de la descarga y período de rezago.

La manipulación de los diferentes usos del suelo (pastos, cultivos, combinación de cultivos y árboles, plantaciones forestales, bosques secundarios y rastrojos, bosques naturales) en una cuenca tiene mucho que ver con la magnitud del rendimiento hídrico. Por ello, la sustitución de coberturas debe obedecer a diferentes tipos de tratamientos con el fin de minimizar los efectos de los cambios de estos usos de la tierra sobre la cantidad de agua. Una vez realizados los cambios en el uso del suelo es necesario ejercer un monitoreo del impacto sobre el comportamiento del rendimiento hídrico. Por ello se requiere conocer métodos de calibración, sistemas de instrumentación y tipos de tratamiento a realizar en las cuencas hidrográficas. En esta influencia del bosque me limitaré a describir los efectos de la manipulación de las coberturas

forestales sobre el rendimiento hídrico . Son contundentes las conclusiones recogidas al respecto en los trabajos de Hibbert,(1967) y Bosh y Hewlett (1981):

- Los bosques de coníferas, los bosques decíduos de maderas duras o latifoliados, matorrales o rastrojos y pastos presentan (en ese orden) una influencia decreciente sobre el rendimiento hídrico en la áreas originales en las cuales se manipulan estas coberturas.
- Los cambios sobre el rendimiento hídrico generados por la manipulación de las coberturas vegetales son función de la cantidad, duración e intensidad de la precipitación del lugar.
- Cambios en la cobertura vegetal del 10% generan disminución en el rendimiento hídrico anual de 40 mm. para bosques de coníferas y eucaliptos; de 25 mm. en bosques decíduos y de 10 mm. en matorrales y pastos.
- El aumento en el rendimiento hídrico es proporcional al porcentaje del área de la cuenca talada y parece que la relación es de 1.5 mm. de incremento en el caudal durante el primer año, por cada 1% del área basal retirada.
- En la tala rasa se presentan aumentos mucho más significativos que en las talas parciales; pues se ha encontrado que reducciones en la cobertura forestal del 20 % en cuencas con áreas menores de 20 hectáreas no presentan incrementos en el caudal que puedan ser detectados por métodos hidrométricos. Para cuencas con áreas mayores de 20 hectáreas si hay cambios notorios de la cobertura vegetal se presentan también cambios en el caudal.
- La respuesta del flujo o caudal a la deforestación o aforestación dependen tanto de la precipitación media anual de cada región, como de la precipitación del año en el cual se hizo el tratamiento.

- Los cambios en el rendimiento, bien sea incrementos debido a cortas o decrementos debido a plantación, son mayores en las áreas de mayor precipitación.
- Los cambios en el rendimiento hídrico son más persistentes en áreas más secas debido al recubrimiento tan lento de la cobertura vegetal, pero esto parece estar relacionado con la precipitación en el año específico del tratamiento. Debido a la gran variabilidad de la precipitación de un año a otro, en estas áreas se requiere aumentar los años de calibración y tratamiento para medir bien el efecto en años húmedos y secos en los cambios esperados del caudal.
- En las investigaciones revisadas se ha encontrado que el incremento logrado en el caudal durante el primer año después de la remoción de la cobertura, disminuye con el tiempo, y se ha detectado que esta disminución sigue una función logarítmica.
- El cambio anual más alto en rendimiento hídrico que se ha causado en una cuenca experimental por la manipulación de la vegetación fue de 660 mm/año, ocurrido en la cuenca No. 17 en Coweeta, Carolina del Norte, USA. Cambios de magnitud similar se han reportado en Oregon, USA y Sur África.
- Numerosos ensayos coinciden en expresar que los incrementos en rendimiento después de cortas parciales están relacionados con la localización de tales cortas respecto al área productora del flujo. Ciertas situaciones topográficas son característicamente más húmedas que las demás partes de la cuenca, pues reciben agua del drenaje de las partes más altas, además del suministro normal de precipitación. Tales lugares pueden exhibir tasa altas de evapotranspiración, y el tratamiento en estas áreas puede resultar en un aumento considerables en la producción de agua.

- Otro aspecto importante es la orientación de la cuenca, pues en el laboratorio hidrológico de Coweeta se encontró que se obtiene mayor efectividad en cuencas con orientación norte, por estar más protegidas, con menor insolación.

Experiencias en cuencas forestales tropicales:

Son pocos los estudios realizados en zonas tropicales, con el fin de evaluar la bondad o no de la sustitución de bosque húmedo tropical por otro uso de la tierra.

Oyebande (1988) cita los siguientes:

-Este de África (período 1958 – 1974). En Kenia, sustitución de bosque húmedo tropical por plantaciones de té en Kericho y por pino en Kimakia. En Mbeya, Sur Tanzania, sustitución de bosque natural por cultivos. En Kericho hubo una reducción promedio del agua del 11 % durante el período de observación. Para el caso del té no se produjo modificación del rendimiento hídrico a largo plazo. En Kimakia, la sustitución de bosque de bambú por pino significó una reducción del consumo de agua del 19 %, y un incremento del flujo de 457 mm. En Mbeya, se detectó gran incremento del rendimiento bajo bosque el 28 % de la precipitación anual originó caudal, mientras que para cultivos el porcentaje fue de 40 % durante 1958 –1968.

-Ibadan, Nigeria: se hizo una corta total de 44 has. En la cuenca y el incremento del rendimiento hídrico fue de 23 % (340 mm) . La degradación gradual de la estructura del suelo propició el incremento del flujo subsuperficial.

-Dehra Dun, India. En cuencas pareadas con cobertura de rastrojo. Este se sustituyó por eucalipto y se produjo una reducción del caudal de 28 %.

-North Creek, Babina, Queensland, Australia. Dos cuencas con bosque húmedo tropical fueron sometidas a explotación y tala del 67 %. Las talas produjeron un incremento anual de agua de 10 %(293 mm) en los dos años siguientes a la tala.

Fritsch (1993), citado por Bruijnzeel (1997) desarrolló un gran experimento en Guyana Francesa. Diez microcuencas forestales con diferentes mezclas de vegetación y suelos pobremente drenados fueron instrumentadas con vertederos, durante dos años de calibración, previo a la ejecución de varios tratamientos, que incluían regeneración del bosques después del aprovechamiento, o agricultura de tala y quema, y conversiones a pradera o plantaciones de *Pinus caribaea* y *Eucalyptus grandiflora*, mientras que dos microcuencas permanecieron sin disturbar como testigos. Estos tratamientos permiten comparar el comportamiento del rendimiento hídrico sobre todo en el primer año después de la intervención y los cambios en el caudal pico.

Los tratamientos y resultados obtenidos fueron los siguientes:

- Microcuenca en la cual se hizo aprovechamiento del bosque seguido por la regeneración produjo incrementos mínimos en el caudal de 2 a 4 %, un incremento máximo en el tercer año (26 %), e incrementos no detectables a partir del quinto año. El caudal pico incrementó el 13 % en el primer año.
- Microcuenca en la cual se hizo aprovechamiento mecánico y quemas seguido por regeneración, el incremento en el volumen del caudal fue de 150 % durante el primer año. Con el establecimiento de la regeneración en los subsiguientes años, este valor cayó rápidamente a 40 % en el segundo año y a 16 % en el cuarto año. El caudal pico mostró un incremento de 42 % pero no durante los años siguientes.
- Microcuenca en la cual se establecieron cultivos durante dos años después de tala-quema, los cambios en el volumen de flujo y el caudal pico asociados a la tala y quema fueron de 26 a 30 %.
- Microcuencas convertidas a plantaciones de *Pinus caribaea* y *Eucalyptus grandiflora*, después del desmonte y quema. Los incrementos relativos del volumen de flujo y el caudal pico después del desmonte, aparecen mucho más pequeños que los de los otros tratamientos. El incremento absoluto durante la primera estación lluviosa después del desmonte en las dos cuencas fue alto (560 - 620 mm) comparado con 245 mm de la cuenca con desmonte mecánico y quema en la cual se permitió la regeneración natural. El incremento en la respuesta hidrológica disminuyó con el tiempo en la medida en que las plantaciones tuvieron que ser desherbadas varias veces durante los años de

tratamiento. Los incrementos correspondientes en el caudal pico fueron de 55 - 65 % durante los dos primeros años pero declinaron rápidamente posteriormente. En el año sexto, los incrementos en el caudal se tornaron despreciables.

- Microcuenca en la cual hubo conversión de bosque en potrero con pasto "*digitaria*". La respuesta de la exorrenría fue de magnitud intermedia. Después de la conversión los incrementos en el volumen del caudal permanecieron sustancialmente durante todos los primeros cuatro años (mayores de 50 %), con un valor un tanto menor (27 %) en el quinto año. Los niveles de los caudales pico fueron consistentemente el 75 % mayores que los esperados bajo condiciones forestales.

Comportamiento del rendimiento hídrico: primer año, promedio anual, distribución estacional del flujo después de las cortas:

-Hibbert (1967) concluyó que 450 mm es el límite superior de incremento del rendimiento hídrico en el primer año después de la corta.

- La reducción máxima del rendimiento después de una aforestación es comparable en proporción a los incrementos del primer año después de una tala.

En cuanto a los cambios en el rendimiento total anual promedio, los experimentos con cambios de cobertura vegetal indican que existe cerca de 5 mm de cambio en el rendimiento anual por cada 1 % de cambio en la cobertura vegetal. Valores promedios obtenidos para aforestación en períodos más largos son mas confiables al respecto. Se sugiere que cualquier cambio en la cobertura de al menos 15 % puede producir un cambio en el caudal.

Es importante considerar el comportamiento del caudal durante las estaciones o períodos secos del año.

Dependiendo del vigor de una plantación, se pueden presentar reducciones substanciales en el rendimiento hídrico en el período seco. Después de aforestar zonas de potrero o con rastrojo.

Se ha reportado reducción hasta del 50 % del caudal en estación seca. En otros experimentos en el Este de África y Australia no se detectaron cambios en el flujo superficial, mientras que el flujo base se incrementó significativamente en la estación seca; esto está asociado a condiciones de buena estructura del suelo y alta capacidad de infiltración después del tratamiento. Al respecto no se puede generalizar debido a que la precipitación y las características de la infiltración juegan papeles diferentes dependiendo del sitio.

BIBLIOGRAFÍA

- Arboleda, O, M. O. 1993. Importancia de la vegetación de ribera en la estabilidad de las orillas de la quebrada Piedras Blancas, Antioquia. Tesis Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Departamento de Ciencias Forestales. 124 p.
- Arroyave, v. C. T y Giraldo L. Luis G. 1997. Estudio del balance hídrico de las microcuencas la Beta y la Cubero de Piedras Blancas, Antioquia. Rev. Crónica Forestal y del Medio Ambiente. No. 12. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. P 21-39.
- Ballesteros, M. M. Magdalena. 1983. Balance hídrico comparativo de una asociación de *Weinmania* con los bosques de *Pinus pátula* y *Eucalyptus sp.* en la región del Neusa, Cundinamarca. Tesis. Departamento de Biología. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 156 p.
- Bazzaz, F. A. Y Pickett, S. T. A. 1989. Ecofisiología de la sucesión tropical; una revisión comparativa 8 Trad. Rev. Crónica Forestal y del Medio Ambiente. No. 6. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. Pp 1-28.
- Bates, C. G. y Henry, A. J. 1928. Forest and streamflow at Wagon Wheel Gap. Colorado. Final report . U. S. Monthly Weathear Review Supplement. 30:1-79p.
- Blackie, J. R. et al. 1981. Hydrological research in east Africa. En: East African Agricultural Forestry Journal. Vol. 48 Special Issue , 312 p.
- Bosch, J. M. y Hewlett, J. D. 1981. Review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Elsevier. Scientific Publishing Co. Amsterdam. 1-21 p.
- Bruijnzeel, L. A. 1990. Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review. Faculty of Earth Sciences Free University. Amsterdam. The Netherlands. 222 p.
- Bruijnzeel, L. A. 1997. Hydrology of Forest Plantations in the tropics. In: Sadanandan, N. E. K. y Brown, j. G. Ed. Management of soil , nutrients and water in tropical plantation forests. CSIRO, Camberra, Australia. 125 - 167 p.

- Calder, I. R. 1986. Water use of Eucalyptus. A review with special reference to South Indian Agricultural Water Management. 11: 333-342
- Cachan, P. y Duval, J. 1963. Variations microclimatiques verticales et saisonnières dans la forêt sempervirente de Basse Côte de Ivoire. Ann. Fac. Sci. Dakar. 5-87 p.
- CONIF . 1998 . Efectos de Plantaciones forestales sobre el suelo y agua. Serie Técnica No. 40. Bogotá. Min ambiente. Investigadores: Sicard, T. L. y Suarez, D. A. 145 p.
- CORANTIOQUIA. 1998. Plan maestro para el manejo de los recursos hidráulicos de la cuenca del Río Aurra. Fundamentos y conceptualización para su diseño. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Departamento de Ciencias Forestales. 142 p.
- Chow, Ven T., Maidment, D. R. y Mays, L. W. 1998. Hidrología aplicada. Mc Graw Hill. Interamericana S. A. 583 p.
- Debano, L. F. 1981. Water repellent soils: a state of the art. En: General Technical Report. PSW. USDA. Forest Service Pacific South West Forest and Range Experiment Station. No. 46. 21 p.
- De las Salas, G. y García, O. C. 2000. Balance hídrico bajo tres coberturas vegetales contrastantes en la cuenca del río San Cristóbal, Bogotá. Rev. De la Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales. Santa Fé de Bogotá. Col. Vol. XXIV. No. 91. 205-218 p.
- Del Valle, A. J. I. Y Cadavid, H. 1970. Retención de humedad en andosoles de Antioquia determinada por el método del papel de filtro. Medellín. 113p. Tesis Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Duque, G. P. y Giraldo L. Luis Gonzaga. 1994. Cálculo del consumo de agua en la cuenca de Piedras Blancas, Antioquia, utilizando diferentes métodos .Rev. Crónica Forestal y del Medio Ambiente. No. 9. Universidad Nacional de Colombia. Medellín p 37-57.
- EMPRESAS PUBLICAS DE MEDELLIN. 1999. Estudio para la caracterización, diagnóstico y corrección torrencial de las cuencas hidrográficas de las quebradas la Frijolera y el Algarrobo. Area de Influencia del Proyecto

- Hidroeléctrico Porce II. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín Facultad de ciencias Agropecuarias. Proyecto la Frijolera El Algarrobo.
- FAO. 1962. La influencia de los montes. Estudios de silvicultura y productos forestales. No. 15. Roma. 335 p.
- Franken, W. et al. 1982. Interceptação das precipitações em floresta amazônica de terra firme. In: Suplemento Acta Amazônica. 12 (3):15-22.
- Fritsch, J. M. 1993. The hydrological effects of clearing tropical rainforest and of the implementation of alternative land uses. In: Gladwell, J. S. Ed. Hydrology of Warm Humid Regions. International Association of Hydrological Sciences Publication. 216. 53 - 66p.
- Giraldo, L. Luis Gonzaga. 1989. Meteorología: aplicación al microclima del bosque. Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 302 p.
- _____. 1992. Balance hídrico en dos microcuencas de piedras Blancas, Antioquia y efectos de tres coberturas vegetales sobre la humedad del suelo. Tesis (Magíster Scientiae en Silvicultura y Manejo de Bosques) Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 131p.
- _____. 1993. Efecto de las coberturas vegetales ciprés, pino y rastrojo sobre la humedad del suelo en dos microcuencas de Piedras Blancas. Antioquia. Rv. Crónica Forestal y del Medio Ambiente. Universidad Nacional de Colombia. Medellín pp. 7-24.
- _____. 1997. Vegetación de ribera: función biótica e hidrológica. Impreso Universitario. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 43 p.
- Grace, J. 1983. Plant-Atmosphere Relations Ships outline studies in ecology . Chapman and Hall. London. 95 p.
- Gresillon, 1994. Contribution a l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Laboratoire des transferts en hydrologie et en environnement. Joseph Fourier University Grenoble, Francia. Tesis.
- Hardy, Frederic. 1970. Edafología Tropical. Herrero Hermanos Sucesores. México. 412 p.
- Hewlett, J. D. 1982. Principles of forest hydrology. Athens. Ga. University of Georgia. 178 p.

- Hewlett, J. D. y Hibbert, A. R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas . In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. N. Y. p 275-290.
- Hibbert, A. R. 1967. Forest Treatment Effects on Water Yield. 527-543 p. En : Sopper, W. and Lull, W. (Eds). International Symposium on forest hydrology. N. Y. Pergamon Press. 813 p.
- Jaramillo, J. Daniel F. 1992. Relación entre la acumulación de acículas de *Pinus patula* y la hidrofobicidad en algunos andisoles de Antioquia. Tesis Magíster Scienteeae en Suelos y Aguas. Universidad Nacional de Colombia.. Palmira, 91 p.
- Jaramillo, R. A. Y Chaves, C. B. 1999. Aspectos hidrológicos en un bosque y en plantaciones de café al sol y bajo sombra. CENICAFE. 50(2):97 –105.
- , 1998. Interceptación de la lluvia en un bosque y en plantaciones de café. CENICAFE. 49 (2): 125-139.
- Kittredge, J. 1948. Forest Influences. N. Y. Mc. Graw Hill. 394 p.
- Lima, W. De Paula. 1975. Estudo de algunos aspectos quantitativos e qualitativos o balance hídrico em povoamentos de eucaliptos e de pinheiros. Sao Paulo. Tese Doutoramento. U. De Sao Paulo. 111 p.
- , 1986. Principios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrograficas. Sao Paulo. ESALQ 242 p.
- , 1988. Soil moisture regimen in tropical pine plantations and in cerrado vegetation in the state of Sao Paulo .. IPEF No. 23 p 5-10.
- , 1993. Impacto Ambiental do Eucalipto. 2ª Ed. Sao Paulo. Brasil.251p.
- Lee, R. 1980. Forest hydrology. New York. Columbia University Press. 349 p.
- Longman, K. A. y Jenik, J. 1978. The tropical forest and its environment. Longman Group Limited. 174 p.
- Meunier, M. 1996. La cubierta forestal y las crecidas en las pequeñas cuencas de montaña. Unasyuva. 185. Vol 47. pp 29-37
- Molchanov, A. A. 1963. Hidrologia Florestal. Israel Program for Scientific Translation. Lisboa. 419 p.

- Moreno, H. Flavio. 1987. Comparación de algunas propiedades de suelos volcánicos bajo bosques naturales, potreros y plantaciones forestales. Tesis Ingeniería Forestal Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 186 p.
- Nassar, M, M. Victoria y Ricardo, R, J. Enrique. 1997. Efecto de la reforestación con especies exóticas sobre la producción de agua en la cuenca de Piedras Blancas. Tesis Ingeniería Civil. Universidad de Medellín. Facultad de Ingeniería Civil. Departamento de Hidráulica. Medellín. 358p.
- Oyebande, L. 1988. Effects of tropical forest on water yield. 16 – 45 p. En: Reynolds, R. C. y Frank, B. Thompson. Forest, Climate, and Hydrology: regional impacts. The United Nations University. Singapore. 217 p.
- Rakhmanov. V. V. 1966. Role of forest in water conservation. Published for the U.S.A. and The National Science Foundation. W. D. C. 171 p.
- Ramirez, R. J. 1971. Relaciones entre el aumento de la reforestación y la producción de agua en la cuenca hidrográfica de Piedras Blancas. Medellín. Universidad Nacional de Colombia. 54 p.
- Roberts, J. 1983. Forest Transpiration: a conservative hydrological process. Journal of Hydrology. 66: 133 –141
- Richards, P. W. 1952. The tropical rain forest. Cambridge University Press. Cap. 7,8,9. pp 135 –226.
- Riedl, O. and Zachar, D. 1984. Forest amelioration. Developments in agricultural and managed forest ecology. 14 . Czechoslovakia. Elsevier. Amsterdam. 615 p.
- Reynolds, E. R. y Thompson, F. B. 1988. Forests, climate and hydrology: regional impacts. The United Nations University. Oxford University. 217 p.
- Ruiz, P. J. A. 1993. Evaluación ambiental de la vegetación ribereña en la quebrada Santa Bárbara(Municipio de Carolina, Antioquia). Tesis Ingeniería Forestal , Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Facultad de Ciencias Agropecuarias.224 p.
- Sadanandan, E. K.y Brown, A. G. 1997. Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests. ACIAR, CSIRO, CIFOR. Australia. 571 p.
- Sopper, W. y Lull, H. W. 1967. International Symposium on forest hydrology. Pergamon Press. Oxford.

- Swank, W. T. et al. 1988. Forest hydrology and ecology at Coweeta. Ecological studies. Vol. 66. Springer Verlag. N.Y. 461 p.
- Schulz, T. P. 1960. Ecological studies on rain forest in Northern Suriname. Amsterdam. NorthHolland.
- Tobón, M. Conrado. 1999. Monitoring and modelling hydrological fluxes in support of nutrient cycling studies in amazonian rain forest ecosystems(Middle Caqueta). The tropenbos Foundation. Wageningen. The Netherlands. 169 p.
- Tobón, G. Darlin. 1989. Evaluación de pérdidas por interceptación de la precipitación en tres coberturas vegetales: *Cupressus lusitánica Mill*, *Pinus patula* y bosque natural secundario. Tesis Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 125 p.
- TRAGSA. 1994. Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión. Ediciones Mundi Prensa. Madrid. 902 p.
- UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA. 1997. Propuesta para la implementación de cuentas ambientales en Piedras Blancas. Convenio CORANTIOQUIA-Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- _____. 1998 a. Cuenta Física del agua, Cuenca de Piedras Blancas. Convenio CORANTIOQUIA- Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- _____. 1998 b. Cuenta física del suelo. Cuenca de Piedras Blancas. Convenio CORANTIOQUIA- Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.
- _____. 1999. Cuenta física del bosque. Cuenca de Piedras Blancas. Convenio CORANTIOQUIA - Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.
- _____. 2000. Bases para la implementación de la Ley 373 en la jurisdicción de CORANTIOQUIA. Convenio CORANTIOQUIA - Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.
- Urrea, C. H. D. 1996. Caracterización, cartografía y estrategias de manejo de las cuencas hidrográficas torrenciales del municipio de Guatapé. Tesis Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Departamento de Ciencias Forestales. + Video, +ilust. 95 p.

- Urrego, Bayron J. 1996. La reforestación con coníferas y sus efectos sobre la acidificación, podzolización y pérdida de fertilidad de los suelos. Smurfit Cartón de Colombia. Cali. Colombia. 14 p. Informe de Investigación No. 71.
- Varón P. Teresita. 2000. Propuesta para la restauración y manejo de riberas en la Frijolera y el Algarrobo. Porce II. Tesis Magíster Scientiae en Bosques y Conservación Ambiental. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 209 p.
- Vasquez, V. Guillermo. 1997. A cerca de la supuesta capacidad de los bosques para producir agua. Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Ciencias Forestales. Medellín. 10 p. Impreso divulgativo.
- Velásquez, A. Luis J. 1986. Metodología para el estudio de comparación de los efectos de diferentes coberturas vegetales en microcuencas. Tesis Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 140 p.
- Zinke, Paul. 1967. Forest interception studies in the United States . In: International Symposium on Forest Hydrology. Edit. William Sopper y Howard W. Lull. Pergamon Press. Oxford. Pp 137 –158.
- Zon, R. 1927. Forests and water in the light of scientific investigation. USDA. Forest Service 106 p.

TEMA II

INTERCEPTACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN Y LAS COBERTURAS VEGETALES

Curso: Hidrología (R1010)

Profesor: LUIS GONZAGA GIRALDO LOPEZ. Profesor Asociado. M. Sc.

Departamento de Ciencias Forestales. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

1. BOSQUES Y PRECIPITACION

Alrededor de este tema se ha generado mucha discusión, que se puede resumir en dos líneas de creencias o enfoques:

1. Los investigadores que han creído que todas las actividades del uso del suelo que propician un aumento de la evaporación pueden contribuir también a un incremento local de la precipitación. En forma similar, a partir de observaciones de que la precipitación media es en general mayor en áreas con bosque que en áreas descubiertas; esto ha sugerido que el bosque contribuye a un aumento de la precipitación local a través del ciclaje de las lluvias por el proceso de evapotranspiración,
2. La segunda líneas de creencia, se refiere a los investigadores actuales, preconizadores de la idea de que en ausencia de datos convincentes se debe admitir que la mera presencia de bosques no afecta necesariamente la cantidad de precipitación sobre el área.

En cuanto al primer enfoque se ha atribuido la ocurrencia de las sequías a la deforestación.

Lima (1986), discute al respecto, las referencias, según las cuales, debido a la mayor tasa de evapotranspiración, se constituyen como fuentes importantes de la humedad de la atmósfera, causando, consecuentemente, un aumento de la precipitación (Escuela de Hidrología Rusa: Rakhmanov, 1966; Molchanov, 1963).

En muchos de los trabajos referidos, los autores llegaron a la conclusión de que la precipitación es mayor en áreas

con bosque, que la de áreas adyacentes sin bosque, a través de datos obtenidos en ambos lugares.

Lima (1986), señala que desde hace mucho tiempo se sabe que los bosques solo se pueden desarrollar en áreas de precipitación media relativamente alta (siendo el mínimo 400 mm/año). La pregunta “es el bosque el que determina la lluvia o es la lluvia la que determina al bosque?”, por más trivial que parezca, aún permanece difícil de resolverse experimentalmente.

Durante varias décadas (FAO, 1962) prevaleció la idea de “que los bosques aumentaban tanto la cantidad como la frecuencia de la precipitación local, en comparación con áreas abiertas”; se argumentaba, a mayor transpiración de los bosques, mayor tasa de suministro de vapor a la atmósfera; el efecto orográfico provocado por los bosques; el efecto de turbulencia creado por el bosque, debido a su mayor rugosidad de copas; y para acabar de complicar más las cosas, algunos resultados experimentales parecían comprobar estos argumentos (véase el trabajo de Hursh, 1948, citado por Lima, 1986).

Para permitir unas condiciones de evaluación de criterios, tanto de los argumentos en favor del efecto positivo de los bosques sobre las lluvias como de los resultados experimentales similares a los obtenidos por Hursh se debe tener en cuenta los siguientes aspectos (para no caer en juicios infundados):

1. La participación efectiva del proceso de evaporación continental como suministrador de la humedad a la atmósfera.
2. La participación efectiva del contenido de humedad en la atmósfera en la ocurrencia de la lluvia.
3. La participación relativa de la evapotranspiración forestal en el suministro de vapor a la atmósfera.
4. La participación del viento en el proceso de medición de la lluvia en áreas con bosque y áreas sin bosque.

Con respecto a estos numerales se puede plantear la siguiente discusión:

1. La evaporación local no controla la precipitación en el mismo lugar, ni tampoco se correlaciona con los patrones de distribución de las lluvias sobre la tierra. También se ha demostrado que la evaporación continental, puede, eventualmente, contribuir apenas con una fracción ínfima a la precipitación en áreas continentales. La evaporación continental corresponde apenas acerca de 14% de la evaporación del planeta.

Para que se considere que la evaporación en un lugar determinado pueda contribuir a la precipitación en esta área, es preciso tener en cuenta el movimiento continuo del aire. De hecho, la capa de aire que recibe el agua evaporada puede, algunas horas más tarde, encontrarse a kilómetros de distancia. Para período anual, en toda la tierra, la mayor parte de la humedad atmosférica que eventualmente se precipitará en áreas continentales proviene de la evaporación de los océanos.

Por otro lado, el patrón general de distribución de las lluvias en el planeta, corresponde a una circulación general de la atmósfera. Esta circulación general de la atmósfera, reforzada por la microcirculación (factores fisiográficos, calentamientos diferenciales del aire), rigen la distribución horizontal de las lluvias de un lugar.

2. La humedad atmosférica es apenas uno de los factores involucrados en la ocurrencia de las lluvias. Recordemos los mecanismos para que se forme precipitación:

⇒ mecanismo de ascensión de masas de aire y expansión para su enfriamiento.

⇒ mecanismo de condensación de vapor.

⇒ mecanismo de crecimiento de la gota de agua.

⇒ mecanismo de acumulación de humedad.

Se afirma, que el contenido de vapor en el aire encima de los desiertos, puede ser superior al que se ha detectado sobre bosques tropicales. Sin las condiciones favorables anotadas arriba no ocurre lluvia.

3. A escala regional, la influencia del bosque sobre la precipitación es aún más complicada, para confirmar. En regiones tropicales, la microcirculación es un factor importante. La contribución de la evaporación en la precipitación, para una misma área

es pequeña, y se considera que varía de 6 a 27% para cuencas que tienen áreas de 10^5 a 10^7 km², volviéndose casi nula para cuencas con área inferior a 10^3 km² (Lee, 1980). Se ha encontrado para la cuenca amazónica donde la precipitación media anual es 2000 a 2400 mm, una situación diferente: El tiempo promedio de reciclaje del vapor de agua es de cerca de 6 días. Investigadores citados por Reynolds y Thompson (1988) han confirmado la importancia del reciclaje del agua en el balance hidrológico de la cuenca; dicho reciclaje de vapor dentro de la cuenca presenta el 48 % ; el 52 % restante de la precipitación en la región amazónica se debe al fenómeno de la macrocirculación de masas húmedas procedentes del océano atlántico, o dicho de otra manera, cerca del 50 % de la precipitación que cae sobre la cuenca amazónica es reciclada por ella misma. De manera que una alteración de este balance de agua por actividades del hombre tales como deforestación puede afectar significativamente la cantidad de precipitación, y el régimen de caudales en los ríos de la región.

A microescala, el bosque desempeña un papel importante en la distribución de la energía y del agua en la superficie, afectando localmente la distribución de la lluvia por el proceso de interceptación, además de su efecto en la infiltración, escurrimiento superficial y erosión.

Un lugar con bosque puede disminuir la precipitación que llega al suelo por el proceso de interceptación, o también puede aumentar el agua que llega al suelo, en determinadas áreas, a través del mecanismo de captación de neblina .

Cuando se hace tala rasa de un área con bosque, el efecto inmediato sobre la transpiración es significativo, así como ocurre, también, modificación en el microclima del área cortada.

En suma, algunos investigadores han recalcado, que no hay ninguna razón para esperar que la atmósfera superior se vea afectada, o sea, que la tala de un área con bosque deba afectar los procesos atmosféricos de condensación de vapor y de formación de lluvia.

4. Respecto al efecto del viento en el proceso de medición de la lluvia y la participación de estos efectos en los resultados experimentales que mostraron mayor cantidad de lluvias en áreas con bosque en relación con las áreas abiertas, como los del experimento de Hursh: se sabe que la precipitación no se presenta uniformemente distribuida en un área, inclusive en áreas relativamente pequeñas. Por tanto es prácticamente imposible

medir la precipitación simultáneamente en dos áreas. El error normalmente asociado a la mejor técnica disponible de medición está cerca de 5% o más (Véase tabla 1).

TABLA 1. Errores en la medición de la lluvia (adaptada por Lima, 1986).

Fuente de error	Porcentaje de error
Evaporación	-1.0
Adherencia	-0.5
Inclinación	-0.5
Salpicaduras	+1.0
Otros	-0.5
Viento	-5.0 a -80.0

La velocidad del viento, además de esto, es el factor crítico en la precisión con la cual el pluviómetro capta las gotas de lluvia, captación ésta que disminuye con el aumento de la velocidad del viento. De esta manera, teniendo en cuenta la disminución de la velocidad del viento causada por el bosque, un instrumento colocado en un área reforestada debe captar más que otro instrumento colocado en una área adyacente abierta. Entonces la diferencia de más observada en bosque, de esta forma, es meramente circunstancial.

La idea de que el bosque, por su mayor transpiración tiende a aumentar la precipitación local, fue abandonada por la mayoría de los estudiosos (segunda línea de creencia).

El mismo Rakhmanov (1966), dice que no es que niegue el hecho de que la transpiración del bosque participe de la humedad de la atmósfera, sino que la cantidad de vapor liberado por la transpiración de bosques no es diferente de aquella liberada por otros tipos de terreno, o sea, los bosques no liberan una cantidad adicional de humedad suficientemente diferente para soportar su reputación como “humedecedores”, en comparación con las áreas no forestadas. Entonces no se debe considerar el bosque como acelerador del reciclaje de lluvias.

Hewlett, 1967, citado por Lima (1986), resumiendo los trabajos discutidos sobre estos tópicos en el Simposio Internacional sobre Hidrología Forestal, en 1965, Estados Unidos, afirma, que es de interés la discusión en lo que respecta al papel de los bosques como redistribuidores de las lluvias. Un estudio sobre este asunto debe incluir:

- * el efecto del bosque sobre la precipitación
- * el efecto del bosque sobre la medición, redistribución, interceptación y almacenamiento de la precipitación

En cuanto al primer tópico, ya se discutió ampliamente. Los investigadores participantes al Simposio, concordaron con las conclusiones de Penman, publicadas en 1963, que en ausencia de datos convincentes se debe aceptar que la sola presencia del bosque no afecta necesariamente la precipitación sobre el área.

Una excepción la constituye la “**precipitación oculta**” que es la fijación en el interior del suelo de vapor atmosférico cuando la temperatura del suelo es más baja que la del aire. La vegetación favorece la condensación del vapor de agua en el interior del suelo por la presencia de sus sistemas radicales, los macroporos y la existencia de una mayor humedad relativa.

Tragsa(1994) reporta la ganancia de 1 mm/día durante cuatro meses de tiempo caluroso, lo que representa 120 mm al año por la presencia del bosque en Montpellier. En el interior de un bosque hay un aumento de precipitación que se escapa al pluviómetro corriente, pero que se comprueba directamente, por las gotitas de agua de la niebla condensada, que se mueven horizontalmente, se depositan en las copas y forman gotas que escurren al suelo. Este fenómeno ha sido llamado “**precipitación horizontal y condensación oculta**” (FAO, 1962). Se reportan para Australia en plantaciones de *Eucalyptus regnans* en los meses de invierno valores de 97 mm de condensación oculta; en plantaciones de *Abies firma* en Japón hasta el 39 % de la precipitación; en plantaciones de *Picea sitchensis* en Oregon, USA, hasta el 59 % y en Avila, España, en plantaciones de pinos diferencias hasta de 150 mm/año comparadas con áreas sin bosque.

Como puede verse, es en las precipitaciones no convencionales (precipitación oculta en el suelo, precipitación horizontal o condensación oculta dentro del bosque(menos

conocidas y de más difícil medición) donde los bosques registran mayores valores de precipitación, lo que alimenta la creencia popular de que en los bosques llueve más o “hacen llover”. Esta influencia del bosque se limita a zonas de montaña alta, páramos y ciertas regiones costeras.

2. DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN A TRAVÉS DEL BOSQUE

2.1 PROCESO DE INTECEPTACIÓN. DEFINICIÓN DE VARIABLES.

La influencia del bosque, tanto en el recibimiento como en la distribución de las lluvias, representa importancia significativa dentro del contexto del balance hídrico de un determinado lugar. Los diferentes estudios han concluido que por la interceptación, la cobertura forestal causa una disminución del agua que llega al suelo, hasta valores cercanos al 25% de la precipitación anual. En la figura 1, Lima (1986), presenta un esquema que permite visualizar la interrelación entre los procesos de recepción y redistribución de las lluvias sobre un ecosistema forestal.

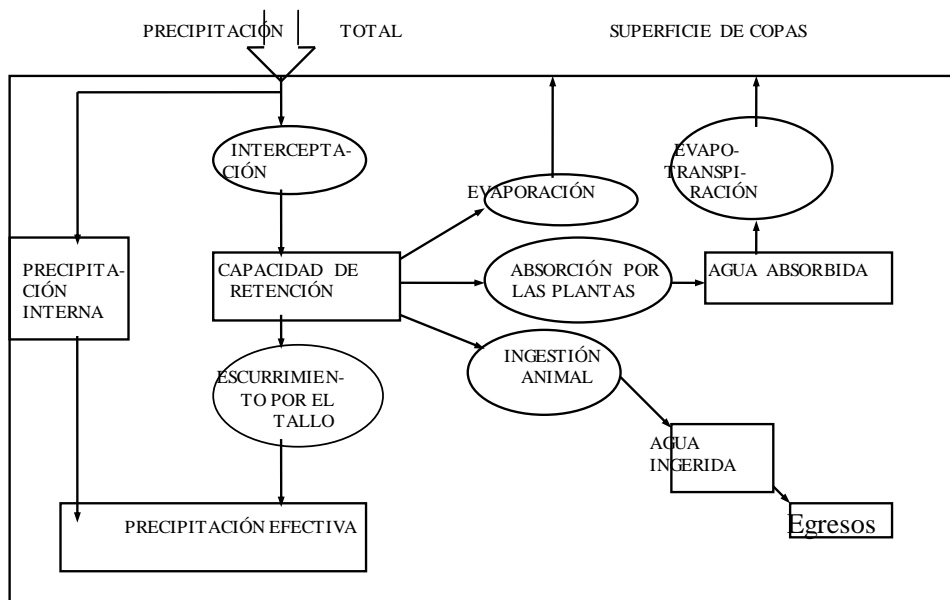


FIGURA 1. Modelo de Interceptación (adaptada de Lima, 1986).

Los procesos involucrados, como se ilustran en la figura 1, fueron definidos por Helvey y Patric (1965) en la siguiente forma: (consultar la literatura americana en Zinke, 1967).

Interceptación (I): Es el proceso por el cual el agua lluvia es retenida temporalmente por las copas de los árboles y regresa a la atmósfera por evaporación. El resto del agua lluvia es redistribuida posteriormente en: a) agua que llega al suelo; b) agua que escurre por el tallo.

Este proceso había sido definido por Horton, 1919, citado por Zinke (1967), refiriéndose a las pérdidas por interceptación total, como la capacidad de almacenamiento de agua por las hojas más las pérdidas por evaporación durante la lluvia:

$$I = \int_0^t E \, dt + S \quad (1)$$

Donde:

I = Pérdidas por interceptación total

E = tasa de evaporación del agua interceptada, durante la lluvia

S = capacidad de almacenamiento del dosel

t = duración del aguacero

Precipitación (p): Cantidad total de lluvia que es medida a campo abierto, o encima de las copas de los árboles.

Precipitación Interna (PI): lluvia que llega al suelo forestal, incluyendo las gotas que pasan directamente por las aberturas que existen entre las copas.

Escurrimiento por el tallo (Et): agua lluvia que después de ser captada por el dosel llega al suelo mineral o al “litter” (hojarasca), escurriendo por el tronco de los árboles. Precipitación o lluvia que efectivamente llega al suelo forestal:

$$PE = PI + Et$$

El proceso teórico de la interceptación se puede ver en la Figura 2 tal como lo presenta Leonard (1965). El área bajo la curva A-B representa la componente interceptación. Al

inicio de una lluvia dada, la evaporación (del agua interceptada y que ocurre durante la lluvia) probablemente representa la componente principal del proceso de interceptación. A medida que la lluvia continúa, las condiciones de temperatura, de gradiente de presión de vapor, y disponibilidad de energía en la región de las copas se modifican de tal forma que disminuye la evaporación.

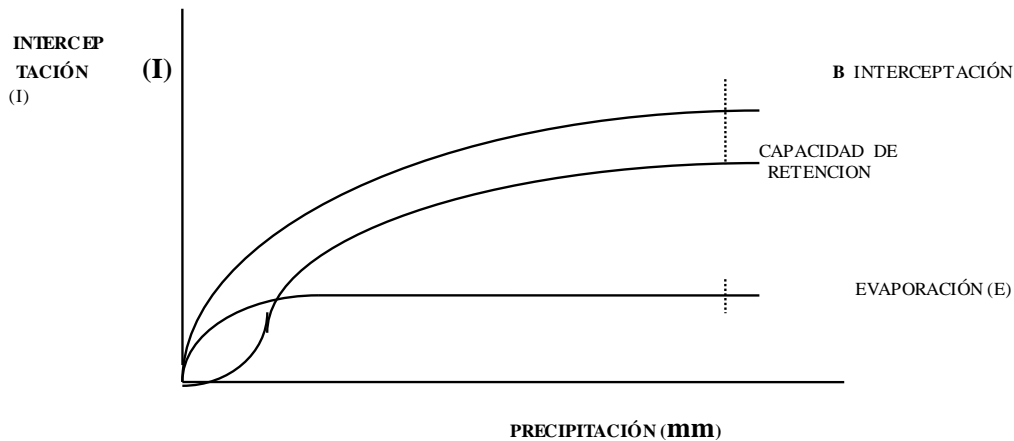


FIGURA 2: Curvas hipotéticas de interceptación: evaporación y capacidad de retención por el dosel durante los períodos de precipitación (Adaptada de Leonard, 1965).

En el punto B, la capacidad de retención o almacenamiento llega su punto máximo, y si la lluvia continúa, la interceptación podrá continuar al ocurrir un poco de evaporación.

Volviendo sobre el modelo de la Figura 1, la componente evaporación representa las pérdidas y se refiere a la llamada “pérdida por interceptación”. En este sentido, engloba tanto la evaporación que ocurre, mientras dura la lluvia, como la evaporación del agua almacenada en las copas después del fin de la lluvia. Las pérdidas por interceptación no dependen exclusivamente de la capacidad de almacenamiento puesto que el agua retenida temporalmente en las copas sufre pérdidas por evaporación también durante la duración de la lluvia, resultando un total de pérdidas superior a la capacidad de retención (Véase Figura 2).

Además, si hay ocurrencia de viento durante y después de la lluvia, esto va a afectar la capacidad de almacenamiento, la evaporación del agua interceptada, afectando también las pérdidas por interceptación.

Varios autores coinciden en afirmar que el viento aumenta la pérdida por interceptación para lluvias prolongadas y las disminuye para lluvias de corta duración.

Las pérdidas totales por interceptación varían con el clima, y se debe estimar de acuerdo a las componentes de la Ecuación (1).

2.2 MEDICION DE LAS PERDIDAS POR INTERCEPTACION

2.2.1 Modelo general.

Las pérdidas por interceptación no pueden medirse directamente, pero pueden estimarse por muestreos de precipitación total, precipitación interna, escurrimiento por el tallo, según la siguiente ecuación:

$$I = P - (PI + Et) \quad (2)$$

Donde:

I = pérdida por interceptación en (mm)

P = precipitación incidente a campo abierto (mm)

PI = precipitación interna (mm)

Et = escurrimiento por el tallo (mm)

Ver figura 3.

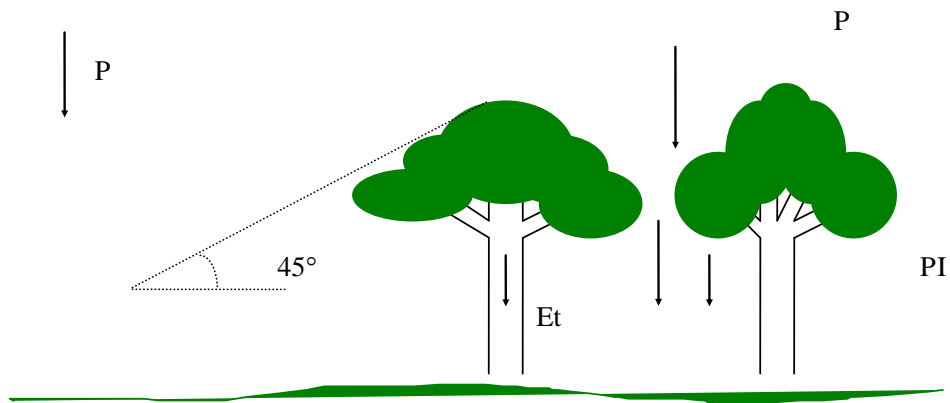


FIGURA 3. Esquema de la medición de interceptación.

Para las decisiones de muestreo en un experimento de este tipo se debe tener en cuenta:

a. La variabilidad de los parámetros.

Helvey y Patric (1965 a.) analizaron los coeficientes de variación de los parámetros de la Ecuación (2) y concluyeron que la variación disminuye rápidamente con el aumento de la cantidad de lluvia hasta un valor aproximado de 10 mm. a partir del cual se mantienen estables.

b. Confiabilidad de las estimaciones.

Cada parámetro de las pérdidas por interceptación representa un problema diferente de muestreo y se debe estudiar el diseño para estimar el nivel de precisión deseada. Se debe tener en cuenta el costo en la determinación de los parámetros como función de la exactitud y precisión. La exactitud se refiere a la estimación de los valores verdaderos y la precisión al acercamiento de las muestras a sus promedios. Un ejemplo ilustra la diferencia: varios pluviómetros ubicados bajo un árbol, pueden dar una estimación precisa de la lluvia interna en ese punto, pero una estimación inexacta para todo el bosque. La aleatorización de la muestra en el bosque mejora la estimación en precisión y exactitud de los factores de interceptación.

2.2.2 Precipitación total (P).

Para medir la precipitación incidente en un lugar se utilizan los pluviómetros o pluviógrafos. Helvey y Patric (1965 a.), señalan que el éxito de los estudios de interceptación se apoya en muestras adecuadas de la lluvia incidente, la cual es una variable independiente, supuestamente medida sin error. Esto no es problema si el muestreo de la precipitación se hace con precisión, para lo cual se requieren pocos pluviómetros.

El número mínimo de pluviómetros se puede estimar utilizando la ecuación de error estándar:

$$S_{\bar{x}} = \sqrt{(S^2/n)(1 - n/N)} \quad (3)$$

Como sea que "N" mucho mayor que "n" entonces: n/N tiende a "0".

Luego:

$$n = \frac{S^2}{(s_{\bar{x}})^2} \quad (4)$$

Donde:

n = número de pluviómetros necesarios

S^2 = varianza de la muestra

$(S_{\bar{x}})^2$ = varianza deseada de medias (con respecto a la P) o sea error standard

Muchos trabajos han demostrado que la precisión en la medición de la lluvia es inversamente proporcional al tamaño de la precipitación.

El error aceptable, debe estar basado en las diferentes clases de lluvia, así:

Cantidad de lluvia (mm)	Error aceptable (%)
0-12.5	10
12.5-25	5
>25	2.5

Basado en gran número de trabajos se ha encontrado que para muestrear la precipitación bastan de 2 a 4 pluviómetros adecuadamente protegidos en grandes claros cercanos al área de estudio.

En los bosques, a veces es difícil encontrar esos grandes claros, entonces un criterio práctico sería la instalación de los pluviómetros en lugares que permitan una visual de 45% desde el punto de ubicación del pluviómetro, sin encontrar obstáculos, como aparece en la figura 3. Si se encuentran sesgos en las estimaciones de la precipitación se deben usar factores de corrección.

2.2.3 Precipitación Interna (PI).

Con respecto a este parámetro, en la figura 3 se observa que presenta la mayor variación. Por lo cual se requiere la utilización de un mayor número de interceptómetros, o pluviómetros que posean mayor área de captación, para su muestreo.

Dos alternativas se han probado:

1. Utilización de cajas o cubetas, cuyas dimensiones varían de 1 a 30 metros de longitud. Las cubetas pueden conducir a errores en la medición de la precipitación interna, debido a la salpicadura de las gotas de lluvia y a que tales aforadores son afectados por el viento y sus efectos aerodinámicos, siendo éste función de su dirección relativa (paralela o perpendicular) al eje mayor de la cubeta.

2. Utilización de interceptómetros (pluviómetros pequeños con diámetro que varía de 12 a 15 cm) distribuidos al azar y reubicados periódicamente dentro del bosque.

En cuanto al número de pluviómetros, Stein (1945), citado por Helvey y Patric (1965) utiliza el concepto del error de muestreo $S_{\bar{x}} = t$ para determinarlo:

$$n = \frac{t^2 * S^2}{d^2} \quad \text{ó} \quad (5)$$

$$n = \frac{t^2 * (CV)^2}{(E \%)^2} \quad (6)$$

Donde:

t = t Student

d = error deseado (medias absolutas)

CV = coeficiente de variación

E% = error deseable en %

La selección de E% depende de los objetivos del estudio (de los costos); de la clase de precipitación y del sentido común del investigador.

Una recomendación, basada en los resultados de muchos trabajos experimentales, consiste en la utilización de 18 interceptómetros para cada dos pluviómetros ubicados a campo abierto.

2.2.4 Esguimiento por el tallo (Et).

El esguimiento por el tallo es una variable que representa una proporción muy pequeña (2 a 8%) de la precipitación total; su medición es laboriosa y costosa. El Et depende no solo de la cantidad e intensidad de la lluvia, sino también de otros factores como: rugosidad del tallo, morfología del árbol, edad del bosque, diámetro del tallo, y posición sociológica de la especie dentro del bosque.

Se utilizan pequeños collares adheridos al tallo de los árboles de la muestra, conectados por una manguera a un recipiente receptor.

En bosques naturales, con gran número de árboles de todos los tamaños, la medición del Et es muy difícil. Además de representar un porcentaje tan pequeño, también es

bastante variable, debiéndose medir en árboles individuales de una parcela pequeña y en cerca de 5 a 10 parcelas en el caso del bosque.

Para obtener el Et en mm. se usa la estimación de la proyección del área de copa; esta permite convertir volúmenes de escurrimiento a lámina de agua uniformemente distribuida debajo de la muestra de árboles.

$$H_{Et} = \frac{VR}{Ac} \quad (7)$$

Donde:

H_{Et} = lámina de agua en mm

VR = Volumen de agua recolectada

Ac = Area de proyección de la copa

Los árboles varían mucho en tamaño y especie y la selección de la muestra del árbol y la estimación de la proyección del área de copa están sujetos a sesgo personal.

Una alternativa mejor, sería medir el Et a todos los árboles de una parcela y el agua recolectada se reúne por una manguera conectada a un recipiente común. El volumen de éste se convierte a lámina de agua con base en el área de la parcela.

Este método por parcelas presenta superioridad estadística sobre el método del árbol individual.

Para determinar el número de parcelas a muestrear se utiliza la Ecuación (5 ó 6).

2.3 MODELACIÓN DEL PROCESO DE INTERCEPTACIÓN.

2.3.1 Modelo lineal simple

Muchos estudios sobre el proceso de pérdidas por interceptación han hecho sus análisis por medio de regresiones lineales simples del tipo:

$$I = a + b P_g \quad (8)$$

Donde:

I = pérdida por interceptación

a, b = coeficientes de regresión

P_g = precipitación incidente

Este modelo lineal, considerado modelo hidrométrico, se critica como un modelo no muy adecuado para la predicción del proceso (Lima, 1986), pues no se sabe qué variables o factores esconde el coeficiente “b”.

Todos los estudios hechos con base en el modelo 8 solamente son válidos para las condiciones en que se determina, no permitiendo extrapolación.

Helvey y Patric (1965 a), revisaron 38 estudios de interceptación de maderas duras en la región oriental de Estados Unidos. De 24 estudios publicados, solo 6 reportaron la relación por regresión, que resultaron de sorprendente uniformidad, por lo cual a esos autores les permitió derivar regresiones para todos los estudios de valor. Resulta que las pérdidas por interceptación parecen variar en límites estrechos para la región oriental de Estados Unidos. Es posible, que análisis de regresión de datos de otros países puedan presentar similitudes con lo anterior en condiciones de vegetación semejantes.

2.3.2 Modelo Físico de RUTTER.

El modelo de Rutter, basado en mediciones de parámetros físicos, es un modelo más refinado y riguroso físicamente hablando, para la predicción de las pérdidas por interceptación; fue desarrollado por Rutter *et al* (1971/72 y 1975). La descripción del modelo se hace de acuerdo con el enfoque seguido por Lima (1988).

Las restricciones de este modelo se resumen así:

- * Se requiere estación meteorológica automática del Tipo A.W.S., que registra minuto a minuto.
- * Se requiere la utilización de un programa de computadora complejo.

Fundamentos del modelo:

Rutter imaginó una cobertura forestal, con las siguientes características: Véase Figura

4. La nomenclatura utilizada en la Figura 4 expresa los siguientes parámetros:

S = capacidad de retención o valor de saturación de la copa

D = drenaje (cantidad de agua que drena o gotea del dosel)

p = coeficiente de precipitación libre = Factor de copa

P_g = precipitación incidente

$(1 - p) P_g$ = proporción de la lluvia que está efectivamente interactuando.

c = cantidad de agua existente en la copa

S_t = cantidad de agua que escurre por el tallo.

C_t = cantidad de agua almacenada en la base del tallo y procedente de las ramas en un momento dado.

E = Evaporación

Si la copa está saturada ($c > S$) la E ocurre a una tasa potencial (ETP)

Si $c \leq S$ la evaporación ocurre a una tasa potencial:

$$E = ETP (c/S)$$

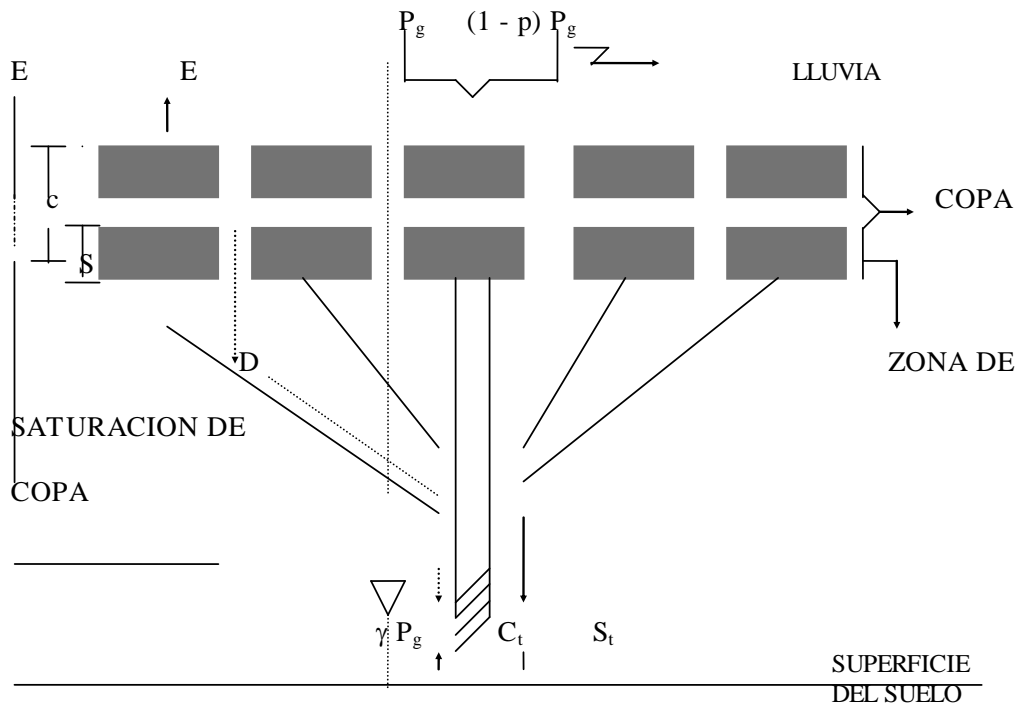


FIGURA 4. Diagrama que representa la cobertura forestal en el modelo físico de Rutter

El modelo de Rutter consiste en la elaboración de un balance hídrico dinámico para la copa teniendo en cuenta los parámetros siguientes:

Parámetros Forestales

- S = capacidad de retención
- P = coeficiente de precipitación libre
- D = Coeficiente de drenaje
- a = albedo
- r_a resistencia aerodinámica
- r_s resistencia estomática

S , a su vez es función de:

* Profundidad de copa

Parámetros Climáticos

Todos los factores que influyen en la evaporación:

Véase Ecuación de PENMAN-MONTEITH. Ec. 11.

- * índice de área foliar (IAF)
- * tamaño de las hojas
- * características de las hojas
(textura, vellosidad, rugosidad, cerosidad)
- * orientación de las hojas
- * fenología
- * agua antecedente
- * temperatura (viscosidad):
- * vientos

Todos estos parámetros están encerrados en el factor “b”, de la Ecuación (118), y fueron explicados por el modelo de Rutter.

El modelo de Rutter se basa en la Ecuación (10) que representa las pérdidas por interceptación:

$$I = S + \int_0^t E \, dt \quad (10)$$

Donde:

I = pérdidas por interceptación total

S = capacidad de almacenamiento del dosel

E = tasa de evaporación del agua interceptada

t = duración del aguacero

Para estimar la Evaporación (E) se propone utilizar el modelo de Penman-Monteith que se describe a continuación:

$$E = \frac{S_T A + \rho C_p (e_s - e_a) / r_a}{S_T + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (11)$$

Donde:

S_T = pendiente o tangente a la curva que relaciona presión con temperatura
 A = energía disponible (radiación neta).
 C_p = calor específico del aire) $J Kg^{-1}K^{-1}$
 e_s = presión de vapor de saturación
 e_a = presión actual de vapor
 r_a = resistencia aerodinámica
 r_s = resistencia estomática
 γ = constante psicrométrica) $g Kg^{-1} K^{-1}$
 ρ = densidad del aire

Ecuaciones según Rutter:

Si se denomina:

R = tasa de precipitación (mm/h)

E = tasa de evaporación (mm/h)

T = tasa de drenaje (mm/h) = Precipitación Interna + Escurrimiento tallo

si se multiplica por el tiempo (t) se obtiene: Tasa * Tiempo

$\sum R$ (mm)

$\sum E$ (mm)

$\sum T$ (mm)

Pérdidas por I en un aguacero = $I = \sum E = \sum R - \sum T$

Se establecen los siguientes balances:

Pérdidas por interceptación en un aguacero:

$$I = \sum E = \sum R - \sum T$$

Balance de la copa: (en un período y para un aguacero):

proporción de lluvia que cae a través del dosel sin interceptación:

$$(1 - p) \sum R = \sum E + \sum D \pm \Delta c$$

nótese : $\sum T = \sum D + p \sum R$

Balance de la precipitación:

$$\int P_g dt = p \int P_g dt + \int D dt + \int E dt + C$$

Comentario [e1]:

• **Consideraciones sobre “S” (capacidad de retención o valor de saturación de la copa):**

- * Es muy difícil conseguir un valor fijo de S, por la diversidad de factores que influyen en él.
- * Rutter hace una comparación de S, semejándolo al concepto de “capacidad de campo”, concepto que es práctico pero de difícil medición.
- * Para la medición de “S” se han ideado métodos de laboratorio (Aston, 1979); Método directo por rayos gama.

Rutter propuso el siguiente procedimiento: Se grafican las precipitaciones incidentes versus las precipitaciones internas de muchos aguaceros, apareciendo una nube de puntos como se observa en la Figura 5.

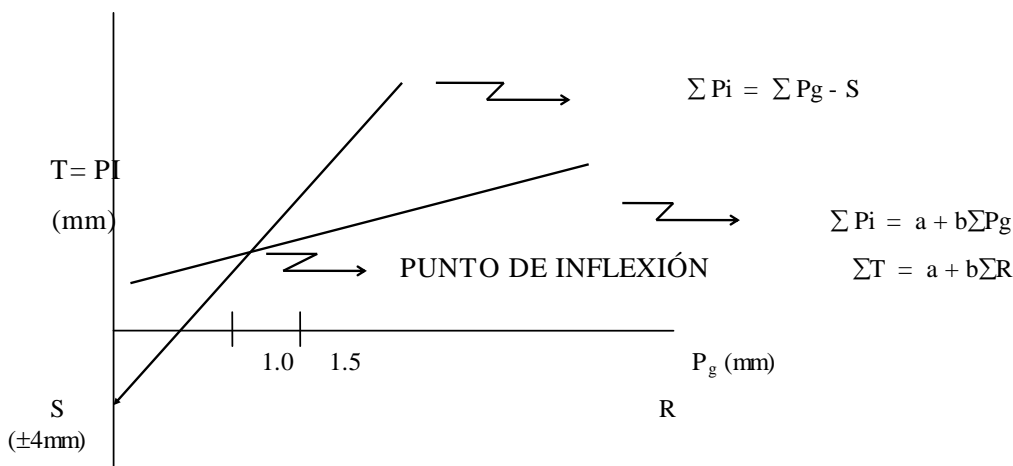


FIGURA 5. Relación entre la precipitación incidente y la precipitación interna, para obtener gráficamente el valor de S.

Las componentes de esta Figura son:

1. Se considera hasta el punto de inflexión, a su izquierda, en la nube de puntos, que esos datos son originados por la parte de la lluvia que pasa directamente por la abertura de copa, de acuerdo al modelo:

$$\sum P_i = p \sum P_g$$

Esta componente se presenta en el rango aproximado de P_g de 1 a 1.5 mm.

2. A partir del punto de inflexión, los puntos siguen otra dirección debido a la variación en la evaporación de la copa húmeda (rango > 1.5 mm). Se puede colocar una curva envolvente a los puntos en su parte superior; ésta curva representa la relación $P_i * P_g$, en condiciones de $E = 0$, y corresponde al modelo:

$$\sum P_i = \sum P_g - S$$

$$T = \sum R - S$$

Si esta curva se prolonga hasta la ordenada $P_i = \pm 4$ mm, se llega hasta el valor de “S” absoluto (que varía cerca a ± 4 mm).

3. Cuando se considera solamente los datos correspondientes a $P_g < S$, es decir la ecuación:

$$\sum P_i = a + b \sum P_g$$

“b” representa a “p”. Todas las lluvias menores de 4 mm. dan esta ecuación.

* Según investigaciones realizadas, se ha obtenido una variación de “S” en bosques tropicales de 2.2 a 8.30 mm, y para zonas templadas de 0.25 a 9.14 mm.

- **Consideraciones sobre “c” (agua existente en la copa):**

El factor “c” está relacionado con el balance de la copa.

Es un factor crítico, utilizado bajo dos condiciones:

- a) copa saturada: ($c > S$), la evaporación ocurre a una tasa de E potencial (ETP).
- b) copa parcialmente saturada ($c \leq S$), la evaporación ocurre a una tasa no potencial
 $E = ETP (c/S)$.

- **Consideraciones sobre el factor de copa “p”:**

Este factor “p”, se denomina coeficiente de abertura de la copa. Ford (1976), describe un instrumento denominado “Anascopio” para determinar el factor “p”. En la práctica se toma una muestra del bosque, de un área determinada; se efectúa un levantamiento vista en planta, para determinar el “p” en porcentaje. Este coeficiente es un valor muy pequeño.

En resumen, el modelo Rutter para evaluar las pérdidas por interceptación, exige una descripción física muy refinada del proceso; por ello su aplicación práctica es muy difícil. Entonces se han hecho adaptaciones para utilizarlo, como el modelo analítico de Gash (1979).

2.3.3 Modelo Analítico de Gash

Este modelo, que conserva la simplicidad de la ecuación de regresión, incluye el razonamiento físico fundamental explicitado en el modelo de Rutter. El modelo de Gash y su aplicación exige la disposición de una estación meteorológica automática, puesto que reduce el problema de determinar las pérdidas por interceptación en función de variables meteorológicas, y representa el limitante de tener que recurrir a la estimación de las tasas de evaporación (\bar{E}) y de precipitación (\bar{R}) en la mayoría de los casos.

Las restricciones del modelo son las siguientes:

- * se aplica para lluvias aisladas (1 lluvia/día).
- * Entre dos lluvias debe haber secamiento de copa.
- * El drenaje “D” no ocurre hasta que no se alcance la saturación de copa S.

El modelo de Gash (1979), parte de la Ecuación (10), definida en 1919 por Horton, la cual calcula la pérdida por interceptación, para un aguacero lo suficientemente grande para saturar la copa.

$$I = \int_0^t E dt + s \quad (10)$$

Si separamos la evaporación antes y después de la saturación de copa:

$$I = \int_0^{t'} E dt + \int_{t'}^t E dt + S \quad (12)$$

Donde:

t' = tiempo necesario para que ocurra la saturación de copa.

Se define una tasa promedio de evaporación \bar{E} , para una copa saturada, durante la lluvia por:

$$\bar{E} = (1 / (t - t')) \int_{t'}^t E dt \quad \therefore \bar{E} (t-t') = \int_{t'}^t E dt \quad (13)$$

Similarmente se describe, una tasa promedio de precipitación (\bar{R}):

$$\bar{R} = (1 / (t - t')) \int_{t'}^t R dt \quad (14)$$

Se puede escribir:

$$P_g - P'_g = R (t - t') \quad (15)$$

$$t - t' = \frac{P_g - P'_g}{R}$$

Donde:

P'_g = cantidad de agua necesaria para saturar la copa.

Asumiendo que no se presenta drenaje de la copa antes de la saturación, P'_g se puede dar por:

$$P'_g(1 - p - P_t) = S + \int_0^{t'} E dt \quad (16)$$

Donde:

P = coeficiente de precipitación interna libre (o sea la fracción de lluvia que cae a través de la copa, sin tocar ninguna superficie.

P_t = proporción de lluvia que escurre por el tallo

Substituyendo las Ecuaciones (13 y 15) modificadas en la Ecuación (12), se obtiene:

$$I = \int_0^{t'} E dt + (\bar{E}/\bar{R}) * (P_g - p'_g) + S \quad (17)$$

De la Ecuación (16), modificándola se obtiene:

$$P'_g = \left(\int_0^{t'} E dt + S \right) / (1 - p - P_t)$$

Se lleva P'_g a la Ecuación (17):

$$I = \int_0^{t'} E dt + (\bar{E}/\bar{R}) P_g - (\bar{E}/\bar{R}) * \left\{ \left(\int_0^{t'} E dt + S \right) / (1 - p - P_t) \right\} + S$$

Agrupando:

$$I = \int_0^{t'} E dt + S + (\bar{E}/\bar{R}) P_g - (\bar{E}/\bar{R}) \left\{ \left(\int_0^{t'} E dt + S \right) / (1 - p - P_t) \right\}$$

Reagrupando:

$$I = (\bar{E}/\bar{R}) P_g + \left(\int_0^{t'} E dt + S \right) \left\{ 1 - (\bar{E}/\bar{R}) (1 - p - P_t)^{-1} \right\} \quad (18)$$

$$I = P - (E_t + PI)$$

Gash, explicitó los valores de a y b, del modelo lineal simple:

$$I = a P_g + b, \text{ siendo:}$$

$$a = \bar{E} / \bar{R}$$

$$b = \left(S + \int_0^{t'} E dt \right) \left\{ 1 - \bar{E} / \bar{R} (1 - p - P_t)^{-1} \right\}$$

Se asume que \bar{E} / \bar{R} es constante durante la lluvia.

“b” en este modelo es función de condiciones meteorológicas (\bar{E} , S , \bar{R} , p , P_t).

Aplicación de este modelo, fue hecho por el mismo Gash (1979), para un bosque de *Pinus sylvestris*, en el este de Anglia. Las pérdidas por interceptación, calculadas durante el período de 1975-1976, 84 semanas, se pueden observar en la Tabla 2.

TABLA 2. Componentes de la pérdida total por interceptación, en *Pinus sylvestris*, (Adaptada de Gash, 1979).

Componentes de la pérdida por interceptación	Forma Analítica	valor (mm)
Precipitaciones pequeñas	$(1 - p - p_t) P_g$	48.9
Secamiento de la copa		12.5
Evaporación desde la saturación hasta que la precipitación cesa	$\bar{E} / \bar{R} (P_g - P'_g)$	87.4
Evaporación después que la lluvia cesa		105.6
Evaporación de los tallos		2.9
Pérdidas totales por interceptación:		257.3

En este caso, la precipitación total P_g fue de ± 800 mm. y las pérdidas totales por interceptación representaron el 32% de P_g .

Otros estudios con aplicación del modelo de Gash, en forma exitosa, se pueden consultar en Bruinjeel y Wiersum (1987), y Herwitz (1985)

2.4 EL PAPEL DE BOSQUE DE CONÍFERAS Y BOSQUES NATURALES EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA LLUVIA.

Diversos estudios se han realizado hasta la fecha, que se refieren a la evaluación cuantitativa de las componentes que intervienen en el proceso de interceptación (P_g , PI , E_t , PE , I).

El objetivo de este numeral es dar una hojeada a estos estudios, con el fin de poder formar un criterio; de los rangos en que se mueve cada una de las variables, tratadas por separado, para bosques de coníferas, plantaciones de eucalipto y bosques naturales tropicales.

Estos estudios, como menciona Lima (1986) se vienen efectuando desde principios del siglo; siendo pioneros los trabajos desarrollados por Son (1927), aunque la literatura Rusa, reporta investigaciones de más vieja data.

Lima (1986), concluye de la revisión de muchos estudios, que los bosques de coníferas interceptan más agua que los bosques de hoja ancha. También verificó que las pérdidas por interceptación tienden a aumentar con la edad de la plantación.

2.4.1 Eucalipto e interceptación.

Lima (1984-85-86), hace una revisión amplia sobre el tema de los eucaliptos y la interceptación. El eucalipto tanto en diferentes plantaciones, como en condiciones de bosques naturales en Australia, presenta una media de interceptación que varía entre 15 y 25% de la precipitación incidente. Véase Tabla 3.

De esta muestra de estudios realizados se derivan los siguientes rangos extremos de variación para el eucalipto:

Interceptación (%): varía desde 5.3 hasta 24

Precipitación interna (%): varía desde 65 hasta 92.9

Escurrimiento tallo (%): varía desde 0.4 hasta 7.7

TABLA 3. Valores porcentuales de pérdida por interceptación (I%), precipitación interna (PI), escurrimiento por el tallo (Et), en plantaciones y bosques naturales de Eucalipto (Adaptada de Lima, 1984-85)

Especie	Condición	I %	PI %	Et %	Referencia
<i>E. regnans</i>	bosque natural	24	73.5	2.5	Brookes y Turner, 1964
<i>E. regnans</i>	bosque natural	23.2	72.5	4.3	Duncan et al, 1978
<i>E. regnans</i>	Regeneración después de quema 40 años	18.7	76	5.3	“ “
<i>Eucalyptus sp.</i>	Bosque mixto	23.3	75.4	1.3	“ “
<i>Eucalyptus sp.</i>	Bosque mixto	10.6	89	0.4	Smith, 1974
<i>E. signate</i>	bosque natural	22	69	13	Westman, 1978
<i>E. umbra</i>	bosque natural	22	75	3	“ “
<i>E. regnans</i>	regeneración después de quema, 40 años.	18.5	74.5	7	Feller, 1981
<i>E. obliqua</i>	regeneración después de quema, 40 años	15.0	84.5	0.5	Feller, 1981
<i>E. saligna</i>	Plantación 6 años	12.2	83.6	4.2	Lima, 1976
<i>E. tereticornis</i>	plantación	11.5	80.8	7.7	Ghosh y Rao, 1979
<i>E. camaldulensis</i>	brotación de tucas, 1 año	5.3	92.9	1.8	Karschon, 1971
<i>E. camaldulensis</i>	brotación de tucas, 3 años	7.1	90.0	2.0	“ “
<i>E. camaldulensis</i>	plantación, 7 años	14.3	82.3	3.3	Karchon y Heth, 1967
<i>E. hybrid</i>	plantación 6 años	11.7	80.6	7.6	George, 1978
Promedio para eucalipto		16.0	79.8	4.3	

2.4.2 Coníferas e interceptación

Las componentes de la pérdida por interceptación de las coníferas especialmente del género pinus, fueron analizados ampliamente en el trabajo de revisión presentado por Zinke (1967).

Frabken et al (1982), afirmaron que en bosques homogéneos constituidos por el género pinus, las pérdidas por interceptación representan un valor muy variable, que depende sobre todo de la edad y de la distancia de siembra o densidad, pudiendo ser por ejemplo, de 6.6% para plantaciones con 6 años de edad y de 32% para plantaciones con 19 años.

Molchanov (1963), para denotar la importancia de la edad en la variable precipitación interna en porcentaje, cito los siguientes trabajos en pinos. Véase tabla 4.

TABLA 4. Penetración del agua a través de las copas en pinos (%).

Autor	Edad de plantación en años		
	30-40	60-70	90-100
Morozov (1926)	68	-	73
Nesterov (1932)	68	79	80
Luchshev (1940)	-	-	75
Hoppe (1896)	-	75	-
Ebermayer (1878)	67	-	-
Molchanov (1952)	69	73	82

TABLA 5. Valores porcentuales de pérdidas por interceptación, precipitación interna, escurrimiento por el tallo, en plantaciones de coníferas.

Especie	Condición	I %	PI%	Et %	Referencia
Ciprés	plantación Piedras Blancas, Colombia.	24	-	-	Escuela Tecnología Forestal.
<i>Pinus patula</i>	plantación Piedras Blancas, Colombia.	35	-	-	“ “ “
<i>Pinus roxburhii</i>	plantación 26 años.	27	69.7	3.5	George, 1978
<i>P. echinata</i>	plantación, 25 años, Carolina del Norte	-	-	1.5	“ “
<i>P. contorta</i>	plantación, 32 años.	-	-	1.5	“ “
<i>P. sylvestris</i>	plantación Inglaterra	30	-	-	Rutter, 1963
<i>P. caribae</i>	plantación Piracicaba S.P., 6 años.	6.6	-	-	
<i>P. taeda</i>	plantación, 5 años.	14	-	-	Swank <u>et al</u> , 1972
<i>P. taeda</i>	plantación, 20 años.	18	-	-	“ “
<i>Pinus sp.</i>	plantación, 10 años.	15	-	-	“ “
<i>Pinus sp.</i>	plantación, 60 años.	26	-	-	“ “
<i>Pinus nigra</i>	plantación Inglaterra 4.982 árbol/ha			0.21	FAO, 1962
<i>Pinus canariensis</i>	plantación 28 años	17	-	1.0	Kittredge <u>et al</u> , 1941
Promedio para coníferas		25		2.6	

Se concluye que efectivamente la precipitación interna aumenta con la edad de la plantación.

Otras investigaciones hechas en pinus, se presentan en la Tabla 5.

La información para todas las variables es fragmentaria y no permite establecer unos rangos de variación máximo y mínimo para hacer comparaciones con otros géneros. En coníferas, las pérdidas por interceptación varían en plantaciones jóvenes (6 años) desde 6%, hasta 35% en plantaciones adultas.

2.4.3 Especies latifoliadas e interceptación.

Molchanov (1963), reúne gran parte de los trabajos realizados en Rusia, en bosques naturales, en los cuales se cuantificaron las variables de pérdidas por interceptación y precipitación interna, teniendo en cuenta la edad del bosque, la composición florística, la estratificación y la densidad y de acuerdo a diferentes intensidades de la lluvia.

Los estudios realizados sobre la interceptación de bosques tropicales son muy pocos. Lima (1986), cita un trabajo pionero realizado en el Brasil en 1936, en condiciones de bosque subtropical, referenciado por Geiger (1966).

El trabajo más interesante en bosques tropicales fue realizado por Franken *et al* (1982), en la reserva forestal de Manaus, Amazonas, Brasil. Los resultados obtenidos fueron los siguientes: 77.7% para precipitación interna; 22% para pérdidas por interceptación y 0.3% para escurrimiento por el tallo. Estos estudios difieren mucho de otros, por ejemplo, en bosques amazónicos de la región de San Carlos, Venezuela, en los cuales se encontró: 87% para precipitación interna, 5% pérdidas por interceptación y 8% escurrimiento por el tallo. Los factores que explican esto son diversos, además de las diferentes metodologías utilizadas. En la tabla 6 se resumen algunos estudios.

TABLA 6. Valores porcentuales de pérdidas por interceptación, precipitación interna, escurrimiento por el tallo, en bosques naturales.

Tipo bosque o especie	condición o lugar	I %	PI %	Et %	Referencia
Bosque tropical	Amazonas, Brasil, bosque adulto	22	77.7	0.3	Franken <u>et al.</u> , 1982
Bosque tropical	Amazonas, Venezuela, bosque adulto	5	87	8	“ “ “
Bosque tropical	Promedio bosques adultos	36	54	10	Hardy, 1970
Bosque natural montano	Bosque adulto Venezuela	19	80	0.7	Fassbender y Grimm, 1981
Plantación de <i>Tectona grandis</i>	Plantación en India 35 años	20.8	73.2	6.0	George, 1978
Plantación de <i>Shorea robusta</i>	Plantación 37 años	38.2	54.6	7.2	Dabral y Subba, 1968
Plantación de <i>Acacia catechu</i>	Plantación de 27 años	28.5	67.3	4.2	“ “ “
Plantación de <i>Acacia auriculiformis</i>	Plantación joven en Occidente de Java	18	75	7	Bruijnzeel y Wiersum, 1987
Promedio para bosques naturales		23.4	71.1	5.4	

Si comparamos los promedios obtenidos para cada una de las variables en las Tablas 3, 5, 6:

TABLA 7. Valores medios encontrados en estas muestras de investigaciones.

	I %	PI %	E _t %
Eucaliptos	16	79.8	4.3
Pinos	25	-	2.6
Bosques naturales y latifoliadas	23.4	71.1	5.4

Se concluye, que los valores medios encontrados en esta muestra de investigaciones para pérdidas por interceptación, en plantaciones de eucaliptos, son inferiores a los promedios de plantaciones de pinos y de bosques naturales y latifoliadas. Además se comprueba que las especies de pinos interceptan más agua que las latifoliadas. Estos resultados son importantes desde el punto de vista hidrológico y de conservación del agua en cuencas hidrográficas, cuando se trata de comparar coberturas vegetales.

Rakmanov (1966), después de hacer una revisión exhaustiva de los estudios realizados en Norte América, Europa y Rusia, estableció que las pérdidas por interceptación anual por las copas de bosques mixtos, y de plantaciones de pinos no excedían del 35%, con unas pocas excepciones. En Bosques de hoja ancha el promedio de interceptación varió de 20 - 22% y en plantaciones de pinos 25%. Una proporción similar es interceptada por los bosques mixtos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BRUIJNZEEL, L. A. y WIERSUM, K. F.** 1987. Rainfall interception by a young *Acacia auriculiformis* (A. Cunn), Plantation Forest in West Java. Indonesia. Application of Gash's Analytical Model. Hydrological Processes. Vol. 1. Pp. 309-319.
- BROOKES, J. D. y TURNER, J. S.** 1964. Hydrology and Australian forest catchments. In: Water resources use and management. Melbourne University Press. Pp. 390-398.
- DABRAL, B. G. y SUBBA R.** 1968. Interception studies in chir and teak plantations, New Forest. Indian Forestry. 94(7)
- DUNCAN, H. P. et al.** 1978. A comparative study of canopy interception Hydrology Symposium, Canberra, Australia. Pp. 150-154.
- FAO.** 1962. La influencia de los montes. Estudios de Silvicultura y productos forestales. No 15. Roma. 311p.
- FASSBENDER, H. W. y GRIM U.** 1981. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela III/Ciclo Hidrológico y translocación de elementos químicos con el agua. Turrialba 31(2): 89-99.
- FELLER., M. c.** 1981. Waterbalance in *Eucalyptus regnans*, *E. Obliqua* and *Pinus radiata* forests in Victoria. Australian Forestry. 44(3): 153-161.
- FORD, E. D.** 1976. The canopy of a scots pine forest: description of a surface of complex roughness. Agricultural Meteorology. 17: 9-32.
- FRANDEN WOLFRAM et al.** 1982. Interceptação das precipitações em floresta amazônica, de terra firme, In: suplemento Acta Amazonica. 12 (3): 15-22

- GASH, J. H. C.** 1979. An analytical model of rainfall interception by forest. *J. R. Met. Soc.* 105: 43-55
- GEORGE, M.** 1978. Interception, stemflow and throughfall in eucalyptus plantation. *Indian Forester.* Vol. 104 (11): 719-726.
- GEIGER, R.** 1966. *The climate near the ground.* Harvard University Press. Cambridge. Mass. 611p.
- GHOSH, R. C. y RAO, B. K.** Forest and floods. *Indian Forester.* 105: 249-259.
- HARDY Frederic.** 1970. *Edafología Tropical,* Herrero Hnos. Sucesores. México. 412p.
- HELVEY, T. D. y PATRIC, J. H.** 1965a. Design criteria for interception studies. *Intern. Assoc. Scientifi. Hidrology. Boletín* 67: 131-137.
- _____. 1965b. Canopy and litter interception of rain fall by hardwoods of eastern United States. *Water Resources Research.* 1: 193-206.
- HERWITZ, S. R.** 1985. Interception storage capacity of tropical rainforest canopy trees. *Journal of hydrology.* 77: 237-252.
- KARSCHON,, R. y HETH D.** 1967. The water balance of plantation of *Eucalyptus camaldulensis* Dehn . Contribution of eucalyptus in Israel III: 7-34.
- KARSCHON, R.** 1971. The effect of coppice cutting on the water balance of *Eucalyptus camaldulensis* Dehn. Contribution on Eucalyptus en Israel III: 7-34.
- KITTREDGE, J. et al.** 1941. Interception and stemflow in a Pine Plantation. *Journal of Forestry.* 39: 505-522.

- LEONARD Raymonde.** 1965. Mathematical theory of interception. In: International Symposium on forest hydrology (Edi. William Sopper y Howard W. Lull.) Pergamon Press. Oxford. Pp. 131-136.
- LIMA, W. P.** 1976. Interception da chuva por povoamentos de eucaliptos e de pinheiro . IPEF. 13: 75-90
- LIMA, W. P.** 1984. The hydrology of eucalypt forest in Australia. A. revilew. IPEF. 13: 75-90.
- LIMA, W. P.** 1985. O reflorestamento com Eucalipto e seus impactos ambientais. Artpress. Piracicaba, S. P. Brasil . 114p.
- LIMA, W. P.** 1986 . Principios de Hidrología Forestal para o manejo de Bacias Hidrograficas. ESALQ. Univ. Sao Paulo. Piracicaba.
- LIMA, W. P.** 1988. Notas de Clase de “Curso de postgrado en Hidrología Forestal” Departamento de Ciencias Forestales. Universidad Nacional. Medellín.
- MOLCHANOV, A.A.** 1963. Hidrologia Forestal. Israel Program for Scientific Translations. Lisboa. 419p.
- RAKHMANOV, V.V.** 1966. Role of forest in water conservation. Published for the U.S.A. and the National Science Foundation. Washingron, D. C. 171p.
- REYNOLDS, E. R.** y **THOMPSON, F. B.** 1988. Forests, climate and hydrology: regional impacts. The United Nations University. Oxford University. 217p.
- RUTTER, A. J.** 1963. Studies of water relation of *Pinus sylvestris* in plantation condition. I. measurement of rainfall an interception. Journal of Ecology. 51: 101-103.
- RUTTER, A. J. et al.** 1971/72. A predictive model of rainfall interception in forest. II. Derivation of the model. Agricultural meteorology 9: 367-384.

- RUTTER, A. J. et al.** 1975. A predictive model of rainfall interception II. Generalization of the model. *Journal of Applied Ecology*. 12(1): 367-380.
- SMITH, M. K.** 1974. Throughfall, stemflow and interception in pine and eucalypt forest. *Australian Forestry*. 36(3): 190-197
- SWANK, W. T. et al.** 1972. Interception loss in loblolly pine stands of the South Carolina Piedmont. *J. Soil Water conserv.* 26: 160-163.
- WESTMAN, W. E.** 1978. Inputs and cycling of mineral nutrients in a coastal subtropical eucalypt forest. *Journal of Ecology*. 66: 513-531.
- ZINKE, Paul.** 1967. Forest interception studies in the United States. In: International Symposium on forest hydrology (Edit. Por William Sopper y Howard W. Lull.). Pergamon Press. Oxford. Pp. 137-158.

TEMA III

EL AGUA EN EL SUELO : FUNCIONAMIENTO HIDROLOGICO

Curso: Hidrología (R1010)

Profesor : LUIS GONZAGA GIRALDO LOPEZ. Profesor asociado. M. Sc.

Departamento de Ciencias Forestales. Univ. Nacional de Colombia.

Medellín. Año 2000

1. ESTRATIFICACION HIDROLOGICA DEL SUELO

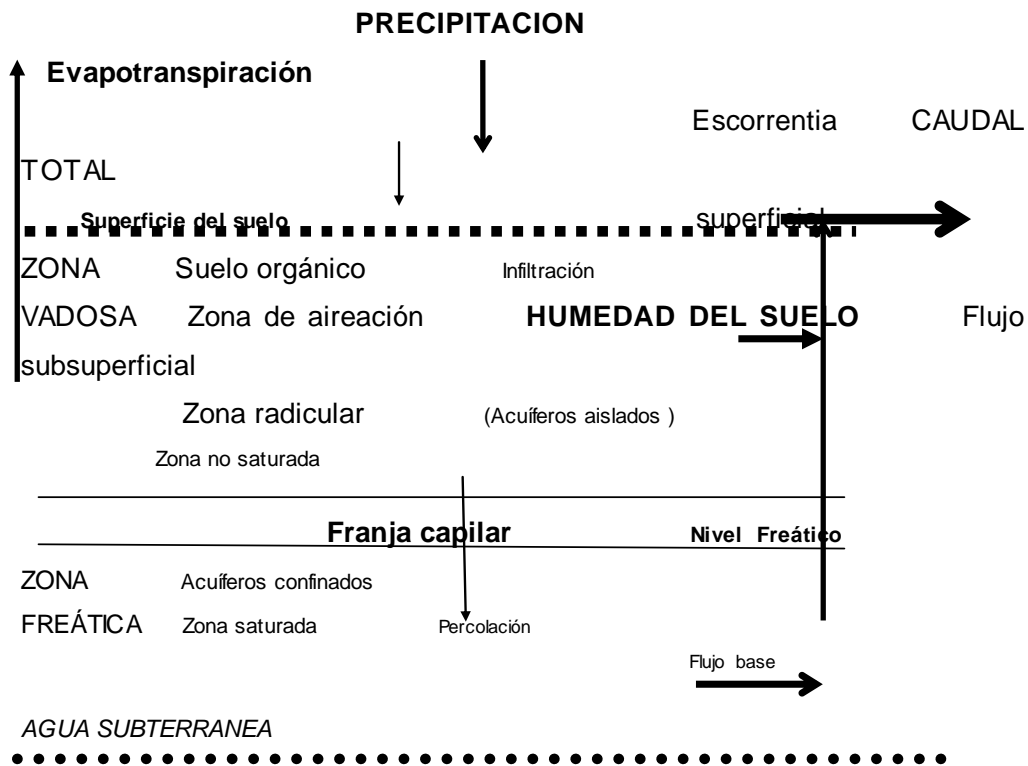


Figura 1: Funcionamiento Hidrológico del suelo en diferentes compartimentos. Las flechas indican la dirección de los flujos de agua.

Compartimento orgánico: está constituido por el suelo orgánico y sus capas de hojarasca o “litter” y capas de humus. También llamado suelo forestal conformado por los tipos de humus (Mor, Moder, Mull) y el suelo mineral.

Zona Vadosa: También llamada zona radicular o zona de aireación. Esta zona está delimitada por el nivel freático. En ella se presenta el intercambio gaseoso “suelo- atmósfera“ a través del sistema de poros.

La zona vadosa es la zona no saturada del suelo pero puede haber niveles freáticos aislados , ubicados encima de capa arcillosa. La zona vadosa queda entre la superficie del suelo y el acuífero saturado.

Sistema de poros:

- Poros grandes o macroporos: se presentan entre agregados del suelo y permiten el proceso de infiltración y aireación. El agua se mueve libremente obedeciendo a la ley de gravedad. Son los poros de drenaje y de aireación de los suelos. Son los poros por los cuales crecen los pelos radiculares, permitiendo el desarrollo de las raíces y contribuyendo a la capacidad de absorción de agua y de nutrimentos para la planta.
- Poros medianos o mesoporos: permiten la conducción del agua, se presentan dentro de los agregados del suelo y su papel es el almacenamiento de agua aprovechable para la planta. (Este concepto se definirá posteriormente).

- Poros pequeños o microporos: aunque son muy importantes desde el punto de vista mineralógico, no lo son desde el punto de vista agrícola funcional.

En la zona vadosa se determina la HUMEDAD DEL SUELO. El agua en el suelo es retenida por fuerzas de adhesión, cohesión y capilaridad. El fenómeno de adhesión ocurre cuando laminas moleculares de agua se ponen en contacto con partículas de suelo, el de cohesión cuando más laminas de agua se unen a las laminas cohesionadas y encuentran los capilares (poros) del suelo.

En la franja capilar el agua asciende por capilaridad. La evaporación y transpiración producen un movimiento continuo del agua desde el nivel freático hasta la superficie del suelo.

El Nivel freático separa las dos zonas. El agua se encuentra en forma libre o lamina drenable y se define como el lugar geométrico en el cual se igualan la presión atmosférica y la presión ejercida por el agua de la zona de saturación. Generalmente, el nivel freático acompaña la topografía de la superficie pero en forma menos irregular que esta.

Zona de saturación: el agua se considera subterránea. Se caracteriza por el hecho de que los poros están, en su mayor parte, completamente llenos de agua; se observa ausencia de fuerzas capilares y la presión es igual o mayor que la presión atmosférica.

2. FUNCIONAMIENTO HIDROLOGICO DEL SUELO

Una buena condición hidrológica del suelo está relacionada con las siguientes características:

- Profundidad efectiva
- Profundidad del nivel freático
- Textura y estructura
- Color
- Densidad aparente y densidad de partículas
- Porosidad
- Materia orgánica

- Conductividad eléctrica del estrato saturado
- Retención de agua
- Tasa de infiltración
- Conductividad hidráulica
- Succión del agua
- Temperatura
- Conductividad térmica
- Resistencia a la penetración

Destrucción o impactos sobre la hidrología del suelo o destrucción de los agregados del suelo:

Causas:

1. Deforestación: se reduce la evapotranspiración (consumo de agua) y aumenta el almacenamiento del agua.

En el diagrama de flujo siguiente se observan los impactos.

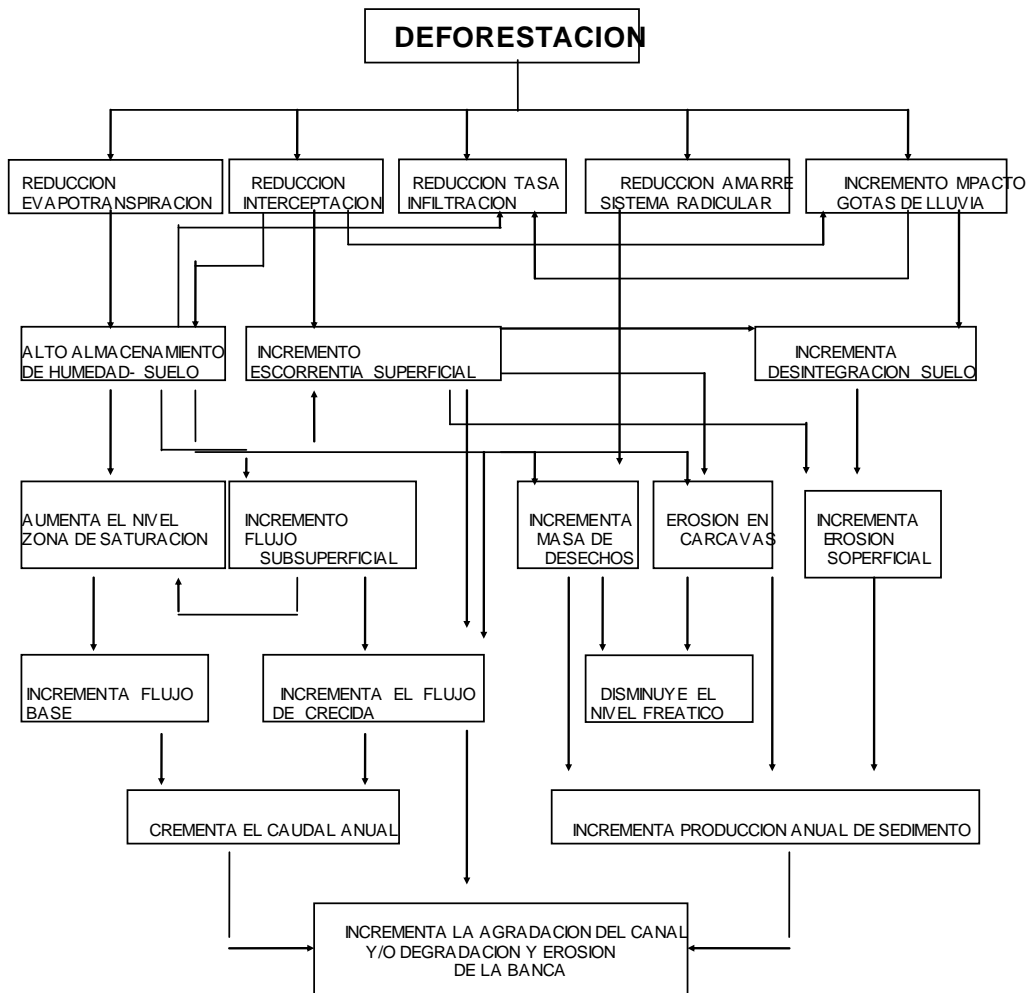


Figura 2. Diagrama de flujo: Algunos cambios hidrológicos posteriores a la deforestación.

Procesos que se afectan por la deforestación:

- Procesos de sementación del suelo y erosión por ausencia de estratos orgánicos, incluyendo el “litter”.
- Procesos de sistema radicular y su biomasa.
- Procesos de infiltración. Hay cambios en propiedades del suelo: compactación, degradación, pérdida de materia orgánica, repelencia al agua, se incrementa erodabilidad.

- Proceso de interceptación: se pierde la posibilidad de capturar precipitación oculta.
- Proceso de evapotranspiración: se reduce, incrementándose la temperatura.

2. Sobrepastoreo
3. Quemas
4. Compactación mecánica
5. Destrucción de la microfauna del suelo
6. Exceso de humedad

3. FASES DISPERSAS DEL SUELO

El suelo esta constituido por tres fases:

1. Fase sólida: material mineral, materia orgánica.
2. Fase líquida: solución del suelo, humedad del suelo.
3. Fase gaseosa: aire del suelo.

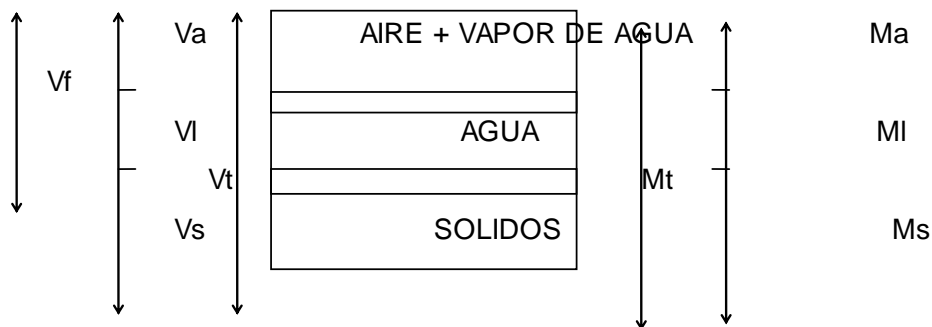


Figura 3. Fases dispersas del suelo

$$V_t = V_a + V_l + V_s = V_f + V_s$$

$$\text{Volumen de poros} = V_a + V_l = V_f$$

4. PROPIEDADES FÍSICAS BASICAS

1. Densidad de partículas o densidad real: ρ

$$\rho = M_s / V_s \text{ (g/cm}^3\text{)}$$

2. Densidad aparente: φ_a

$$\varphi_a = M_s / V_t \text{ (g/Ml)}$$

Para qué sirve la densidad aparente?

1. Para convertir la humedad gravimétrica a humedad volumétrica, para llevar la lamina de agua a milímetros (mm) de agua.
2. Es indicativa de : compactación, tamaño de poros, presencia de materia orgánica (φ_a de materia orgánica: 0.3 g/cm³).
3. Calcular el peso de una hectárea:

$$\text{Ejemplo: } P/\text{ha} = 100 * 100 * 0.15 * 0.9 = 1350 \text{ ton/ha} = 1350000 \text{ Kg/ha}$$

⇓ ⇓

Profundidad φ_a

3. Porosidad total: Fracción de volumen total del suelo que esta formada por poros:

$$P_t = 1 - \varphi_a / \varphi * 100$$

4. Contenido de humedad existente en volumen total (V_t) del suelo = θ

$$\theta = V_l / V_t \text{ (cm}^3/\text{cm}^3\text{)}$$

Contenido de humedad con base en peso seco del suelo: U

(también llamada humedad gravimétrica)

$$U = M_l / M_s * 100$$

donde: M_l = masa del agua

M_s = masa del suelo seco

Relación entre θ y U esta dada por:

$$\theta = U * \varphi_a$$

$$\theta = V_l / V_t$$

$$\theta = M_l / M_s * M_s / V_t = M_l / V_t$$

$$= M_l / (M_s / \varphi_a)$$

$$\theta = \varphi_a * M_l / M_s$$

$$\theta = U * \varphi_a$$

5. Conociendo la profundidad del perfil del suelo cuyo contenido de humedad con base en volumen es θ se calcula la lamina o altura de agua así:

$$\theta * \text{Profundidad} = \text{milímetros de altura de agua}$$

5. HUMEDAD DEL SUELO EN LA ZONA VADOSA

5.1 RETENCION DE AGUA POR EL SUELO: potencial matricial y curva característica del suelo

La retención y el movimiento de agua en el suelo supone transferencias de energía de diversos tipos, catalogados como energía libre del agua (atracción entre moléculas de agua).

El agua tiende a moverse de una zona de alta energía libre a una zona de baja energía libre o sea de un suelo húmedo a un suelo seco.

El agua en el suelo subsiste en estado de energía libre negativa o estado de tensión, succión y presión negativa.

El potencial total de agua en el suelo (fuerzas que afectan la energía libre) está compuesta por la suma de tres potenciales matriciales:

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_o + \Psi_z$$

donde:

Ψ_p = potencial de presión

Ψ_o = potencial osmótico

Ψ_z = potencial gravitacional

El potencial de agua en el suelo (Ψ) puede ser entendido como el trabajo necesario para mover una unidad de masa de agua de un punto cualquiera en el suelo hasta un plano de referencia que es el nivel freático.

El potencial osmótico se debe a diferencias de concentración de la solución del suelo. No es hidrológicamente importante.

El potencial gravitacional actúa en sentido vertical descendiente por la fuerza de gravedad. Es positivo.

El potencial de presión (ψ_p) se divide en :

- **Potencial de presión o carga hidráulica** = potencial positivo de presión: formación de una lamina de agua en la superficie o presión sobre la zona de saturación (nivel freático).
- **Potencial matricial (ψ_m)**: ocurre en el suelo no saturado y resulta de la atracción entre moléculas de agua (cohesión y adhesión) y el suelo; estas dos fuerzas producen una presión negativa (succión, tensión). Las dos fuerzas se llaman capilaridad o potencial capilar.

En el suelo, el potencial matricial está relacionado con el contenido de humedad, esto es, cuando más húmedo está el suelo, mayor (más próximos a cero) será el potencial matricial. Esta relación define la **CURVA CARACTERÍSTICA DE AGUA DEL SUELO** (Ver figura 7). Posteriormente se explican los modelos apropiados para definir esta curva.

La energía necesaria para eliminar el agua de los poros del suelo puede medirse aplicando succión a una muestra de suelo saturado colocada sobre una membrana permeable y se expresa en bares o atmósferas de presión.

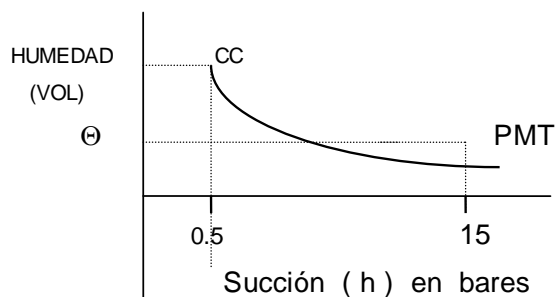


Figura 7. Curva característica de agua del suelo.

5.2 AGUA APROVECHABLE POR LAS PLANTAS

Conceptos de punto de marchitamiento temporal (PMT) y punto de capacidad de campo (PCC).

Capacidad de campo (PCC): es la máxima cantidad de agua (%) que un suelo puede retener contra la gravedad después que se ha mojado abundantemente y ha drenado por espacio de 48 o 72 horas, sin que el espacio aéreo sea menor del 10%.

Punto de marchitamiento permanente (PMP): es la cantidad de agua presente en el suelo cuando un cultivo se marchita permanentemente.

Punto de marchitamiento temporal (PMT): corresponde al contenido de humedad del suelo cuando los cultivos en el campo pierden turgencia al medio día (si llueve o se aplica riego la planta recupera la flagidez).

Al final del verano el suelo está cercano al PMT.

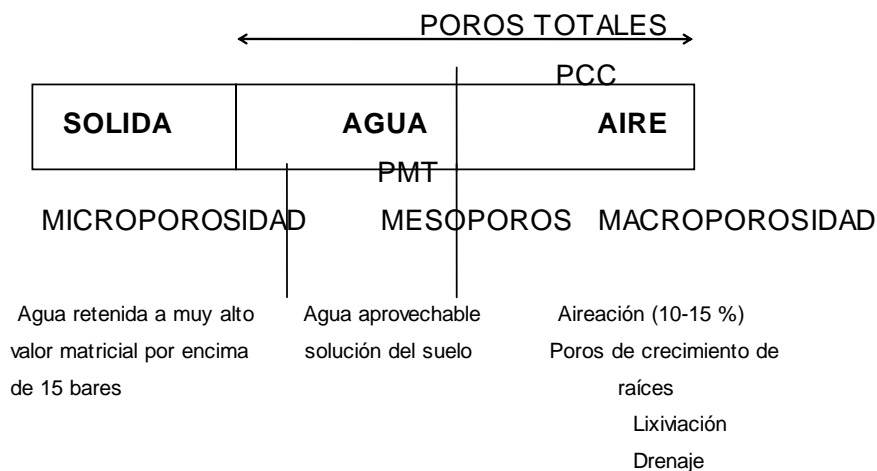


Figura 4. Punto de marchitamiento temporal (PMT) y punto de capacidad de campo (PCC)

En el laboratorio se ha determinado en muestras disturbadas o indisturbadas a equilibrio con presiones correspondientes a:

0.3 bares = PCC

15 bares = PMT

6. MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SISTEMA “SUELO - PLANTA - ATMOSFERA” (CONTINUUM)

El movimiento del agua en el continuum obedece a diferencias de potencial de humedad del suelo y a diferencias de potencial de humedad entre los componentes de este sistema continuum:

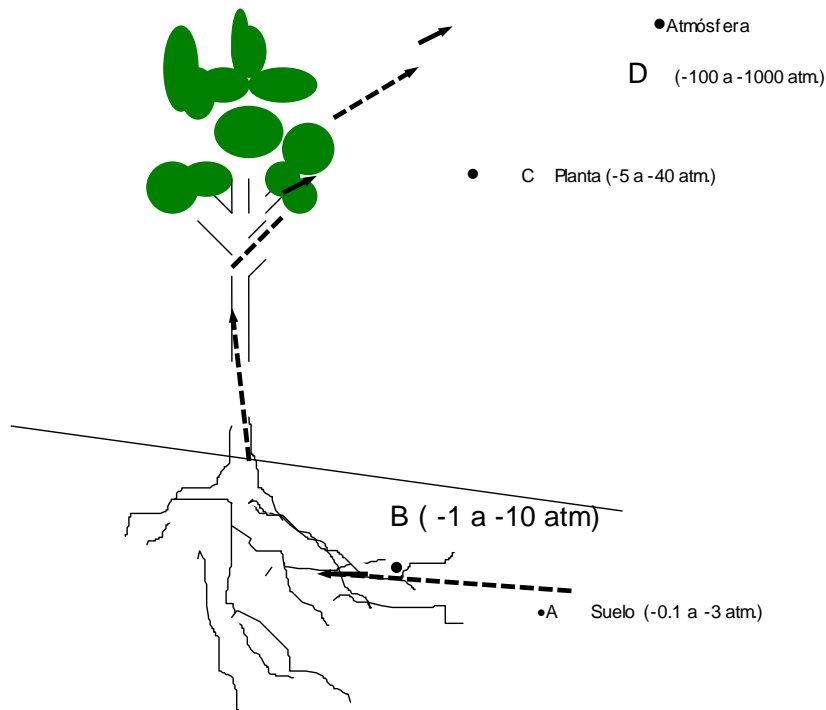


Figura 5. Potencial del agua del sistema suelo-planta-atmósfera.

El potencial de agua del sistema suelo-planta –atmósfera va de mayor a menor así: $\Psi_A > \Psi_B > \Psi_C > \Psi_D$. Es decir , el agua camina de A hacia D por diferenciales de potencial .

El potencial de humedad en la atmósfera es creado por el comportamiento instantáneo de humedad relativa.

Cuando la humedad relativa es baja (al medio día) se produce un potencial atmosférico mas negativo y aumenta la demanda transpirativa del cultivo.

Si la conductividad hidráulica del suelo y de la planta son altas el agua fluye dentro del sistema para suplir la demanda transpirativa, pero si es baja, la tasa de flujo es baja y la planta tiende a ceder de sus tejidos perdiendo su turgidez y originando el punto de marchitamiento temporal.

Una planta que pierde turgidez disminuye su actividad fotosintética y se afecta el rendimiento.

Algunos autores presentan la analogía eléctrica del continuum suelo – planta – atmósfera ([Hillel, 1998](#)). Esta analogía es referida a la ley de Ohm's para el flujo de electricidad, basada en cierta similaridad entre el flujo de electricidad en un conductor y el flujo del agua en un medio poroso. La tasa de cada uno de estos flujos es directamente proporcional a un gradiente de potencial e inversamente a la resistencia de los medios. De acuerdo con esto, la fuerza eléctrica puede simular el diferencial (o gradiente) de potencial de agua a través de un segmento de un cuerpo poroso, y la resistencia eléctrica es análoga a la resistencia hidráulica del medio. En esta analogía se establece entonces una similaridad entre la ecuación que gobierna el flujo de electricidad y el flujo de agua en un medio poroso insaturado tipo Darcy.

7. MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ZONA VADOSA

7.1 Tipos de flujo y su mecanismo

El flujo del agua en el suelo se ha reconocido como flujo uniforme y no uniforme ([Hendrickx y Flury, 1999](#))

El flujo uniforme está orientado hacia los frentes húmedos estables que son paralelos a la superficie del suelo; el flujo no uniforme resulta en humedecimientos irregulares, y por tanto el agua se mueve mas rápido y concentrándose en ciertos lugares de la zona vadosa. A estos movimientos no uniformes del agua y los solutos disueltos se les denomina comúnmente Flujo Preferencial. Este término comprende todo el fenómeno cuando el agua y los solutos se mueven por ciertas rutas, mientras que atraviesan una fracción de la matriz de poros.

El flujo preferencial comprende varios mecanismos:

- **Flujo por macroporos** : es el movimiento preferencial del agua a través de los canales radiculares, huecos de los gusanos de tierra, fisuras y grietas y ocurre en suelos con texturas finas o medias con estructura pronunciada. El agua pasa por la matriz de poros densa y menos permeable utilizando el camino de mínima resistencia a través de macroporos.
- **Flujo inestable**: se observa en materiales de texturas gruesas y puede ser inducido por capas texturales, repelencia al agua, o atrapamiento de aire. Como en el caso del flujo por macroporos una porción considerable de la matriz del suelo es atravesada por agua de infiltración.
- **Flujo de convergencia** (entubado): se refiere al flujo del agua redireccionado y entubado o que converge, causado por límites texturales. El agua se mueve a través del camino de menor resistencia, y se redirecciona por una serie de capas menos permeables que están dentro del perfil del suelo . Ver [Figura adaptada de Hendrickx y Flury, 1999.](#)

7.2 Flujo del agua a diferentes escalas. Modelos físicos.

El flujo del agua en la zona vadosa conceptualmente se maneja a diferentes escalas.

7.2.1 Escala de poro: se basa en el concepto de fluido continuo que llena los espacios porosos. Una propuesta matemática para describirlo es la ecuación de Hagen-Poiseuille la cual describe el flujo laminar a través de un tubo capilar (i. e. Flujo a través de un poro) en función del radio del capilar o poro y de la viscosidad.

$$Q = \pi / \mu (r^4 / 8) dP / dx$$

Donde:

Q: flujo en condiciones laminares

μ : viscosidad dinámica

r : radio del poro o capilar

P : cabeza de presión

x distancia vertical

7.2.2 Escala de centímetros. El movimiento del agua a través de una columna vertical del suelo unidimensional, insaturado se expresa matemáticamente por la ecuación de Darcy- Buckingham :

$$Q = -K(h)dH / dx$$

Donde:

Q : el flujo de agua (m/s)

K(h) : la conductividad hidráulica insaturada (m/s)

H : la cabeza hidráulica total . H = h + z

Donde: h: es la presión (negativa) del agua (m) y z la altura por encima de un nivel de referencia (m) o elevación de la cabeza.

La ecuación de Darcy –Buckingham se puede expresar como :

$$J_w = -K(h) \frac{\delta H}{\delta z} = -K(h) \frac{\delta(h+z)}{\delta z} = -K(h) \left(\frac{\delta h}{\delta z} + 1 \right) (1)$$

$$\frac{\delta J_w}{\delta z} = - \frac{\delta \theta}{\delta t} - r_w (2)$$

Reemplazando la ecuación (1) en la ecuación (2):

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left[K(h) \left(\frac{\delta h}{\delta z} + 1 \right) \right] (-r_w) (3)$$

donde:

K : conductividad hidráulica insaturada

- H : potencial hidráulico o cabeza hidráulica
 h : potencial de presión de agua o potencial mátrico
 z : potencial gravitacional
 t : tiempo
 Θ : humedad volumétrica
 r_w : radio del capilar de poro (término muy pequeño)

K y h en la ecuación (3) son variables desconocidas; encontrar una solución analítica a esta ecuación es difícil y por ello se recurre a la Ecuación de Richards (1931), para flujo insaturado con la asunción de que $K = f(h)$. Este modelo permite una solución determinística para predecir el movimiento o flujo de agua. Richards incorpora en su ecuación un término denominado sumidero (Sink) o (S) para contabilizar el agua absorbida por la raíz de la planta. La ecuación (3) queda así:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right] - S(4)$$

donde:

α : es el ángulo entre la dirección del flujo y el eje vertical (i. e. $\alpha = 0^\circ$ para flujo vertical y 90° para flujo horizontal).

Se aplica el principio de continuidad y la regla de la cadena. En este caso el proceso de flujo en el suelo no saturado es análogo a la ecuación de difusión de Fick's, llamada difusividad y la ecuación (4) se transforma en una ecuación diferencial de 2° orden: ecuación que elimina Θ (variable discontinua) y usa "h", variable continua en cada horizonte.

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(h)(5)$$

donde:

$C_w(h)$: capacidad diferencial de agua

La ecuación (5) es resuelta numéricamente mediante el Software HYDRUS 1D, para flujo poroso no saturado utilizando la FUNCION ECUACIÓN DE [VAN GENUCHTEN \(1980\)](#), de flujo de agua así:

Modelo Van Genuchten:

Determina la humedad del suelo , la conductividad hidráulica insaturada y la curva característica del suelo que relaciona la succión o presión vrs. Humedad volumétrica.

$$\theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \left[\frac{1}{1 + |\alpha h|^n} \right]^m, \text{ siendo : } S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

donde:

S_e = saturación efectiva o Contenido de humedad volumétrica del suelo

θ_r : contenido de humedad residual (al punto de marchitamiento)

θ_s : contenido de humedad saturada (al punto de saturación)

h : presión o succión

$m = 1 - 1/n$

α , n , m = parámetros del modelo determinados mediante el software HYDRUS 1D (U. S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service. U. S. Department of Agriculture, Riverside, California. USA. ([Simunek, J. ; Sejna M.;Van Genuchten, Th. , 1998](#)).

Estos parámetros α , n , m se pueden obtener también a través de funciones "Pedotransfer" las cuales se estiman así:

Paso 1 . Los parámetros se estimaron ajustando curvas de retención de humedad. Para ello se asume que la porosidad total (si está disponible) es igual al contenido de humedad volumétrica de saturación y utilizada en el

proceso de optimización como valor inicial de θ_s . El valor inicial en el proceso de optimización de θ_r es el contenido de humedad mínimo medido a -1500 Kpa (kilopascales).

Paso 2 : Se utilizan técnicas de regresión múltiple para relacionar cada una de los parámetros de Van Genuchten, incluyendo θ_s y θ_r , α , n y m con las características del suelo como textura, C orgánico, humedad equivalente, densidad aparente, utilizando un polinomio de segundo orden con coeficientes lineales de la siguiente forma:

$$X_i = a_{i,1} + a_{i,2}CS + a_{i,3}FS + a_{i,4}S + a_{i,5}C + a_{i,6}OC + a_{i,7}M_e + a_{i,8}D_b + a_{i,9}CS.FS + \dots + a_{i,j}S.C + a_{i,j+1}CS^2$$

donde:

X_i es el valor de los parámetros α , θ_s , θ_r , n , y m y CS, FS, S y C son respectivamente los porcentajes de arena gruesa, arena fina, limo y arcilla, OC es el porcentaje de C orgánico, M_e es la humedad equivalente, D_b es la densidad aparente y $a_{i,j}$ son los coeficientes derivados por regresión lineal múltiple.

El número de parámetros se puede reducir utilizando las técnicas estadísticas de paso por paso, dejando al final las variables que realmente explican con un nivel de probabilidad de 0.01 la variabilidad de los parámetros. Consultar aplicación de esta técnica en [Tomasella, Hodnett y Rossato , 2000](#).

El software HYDRUS 1D, permite utilizar las funciones Pedotransfer, seleccionando la opción para especificar los valores de las características del suelo (tipo de suelo, textura, densidad aparente, humedad de saturación (equivalente a la porosidad total) , humedad al punto de marchitamiento . Ingresando en el software HYDRUS 1D por “Water Flow Parameters”, opción: “Neural Network Prediction”, se encuentra incorporado el Software “ROSETTA LITE, v. 1.0 el cual fue diseñado para solucionar las funciones “pedotransfer”.

En cuanto a la conductividad hidráulica $k(h)$ de la ecuación (5) solo existen formulaciones empíricas. La complejidad de la conductividad hidráulica insaturada fue propuesta por la función de Van Genuchten(1980) con la siguiente expresión:

$$k(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$

donde:

$K(h)$: conductividad hidráulica insaturada

K_s : conductividad hidráulica saturada

S_e : saturación efectiva estimada en función de Θ_x y Θ_s

l : parámetro de conectividad de poros (estimado como 0.5 para la mayoría de los suelos)

n y m : constantes empíricas ($m = 1/n$, $n > 1$)

Los valores de los parámetros para calcular la conductividad hidráulica insaturada se pueden determinar usando el Software RETC desarrollado por [Simunek, J., 1992](#) y el Software HYDRUS 1D desarrollado por Simunek, J; Sejna, M y Van Genuchten, Th (1998). Consultar pagina web:

<http://www.usssl.ars.usda.gov/models/hydrus2d.htm>

Absorción de agua por la raíz de la planta

En la ecuación de Richards (ecuación 4) se incluyó el término S (sink) para representar el agua absorbida por la raíz de la planta..

El término S se define como el volumen de agua removido por la unidad de volumen del suelo, por unidad de tiempo, debido a la absorción de agua por la raíz de la planta.

[Feddes et al \(1978 \)](#) definieron S como :

$$S(h) = \alpha(h) S_p$$

donde:

$\alpha(h)$: es función adimensional o función de reducción de la cabeza de presión de agua del suelo en el rango $0 \leq \alpha \leq 1$

$S(p)$: es la tasa potencial de absorción de agua.

Ver Figura 2.1 . Representación esquemática de la función respuesta al stress hídrico usada por Feddes et al. (1978)

Donde:

α : la función de reducción de transpiración potencial

$h > h_1$: cabeza de presión cercano a 0 (se asume que el agua absorbida es 0. El suelo está sobresaturado, a punto de capacidad de campo.

$h < h_4$: cabeza depresión del punto de marchitamiento, suelo seco, el agua absorbida es 0.

Entre h_2 y h_3 : el agua absorbida es considerada óptima mientras que a presiones entre h_3 y h_4 (o h_1 y h_2), el agua absorbida decrece (o incrementa) linealmente con h .

La variable S_p es igual a la tasa de agua absorbida durante los períodos de stress hídrico, cuando la tasa de transpiración potencial es alta (presión en h_3) y $\alpha(h) = 1$.

Si la transpiración potencial (T_p) es baja, la presión en h_3 se desplaza a presión h_2 , en este caso el suelo es más aireado, no se presenta stress hídrico y el consumo de agua por la planta es igual al consumo potencial.

La variable $S_p = (1/ L_r) T_p$

Donde:

L_r : profundidad de raíces

T_p : transpiración potencial o de referencia.

Si se requiere especificar el porcentaje de raíces finas en cada horizonte del perfil del suelo , se utiliza la ponderación con base a peso. En este caso tomo muestra de raíces finas en cada horizonte y determino el porcentaje de concentración de raíces en ese horizonte con respecto a la profundidad efectiva (L_r) para la cual el peso es igual al 100 % . Utilizo esos datos para estimar S_p

La distribución efectiva de raíces finas ($R_{eff,z}$) para una profundidad efectiva (z) se relaciona con la humedad del suelo así:

$$R_{eff,z} = R_z (\theta_z / \theta_{s,z})$$

Donde:

R_z : porcentaje de raíces finas en cada horizonte

θ_z : contenido de humedad actual del suelo

$\theta_{s,z}$. contenido de humedad de saturación

Si : $R_{eff,z} = 1 / L_r$ entonces puedo determinar $S_p = 1/L_r (T_p)$

En cada horizonte L_r varia entre 0 y 1.

La Variable T_p o evapotranspiración potencial o de referencia se utiliza para estimar la evapotranspiración máxima ($ET_{m\acute{a}x}$ así:

$$Et_{m\acute{a}x} = K \times T_p$$

Donde:

K : coeficiente del cultivo (se encuentra en tablas)

El software HYDRUS 1D en opción “ Main Proceses” permite seleccionar la opción “ root water uptake” para estimar la absorción de agua por las raíces de las plantas, de acuerdo con el modelo propuesto por Feddes et al. (1978).

7.2.3 A escala de paisaje (o cuenca hidrogr\afica) . A esta escala la Ecuación de Darcy-Buckingham no es aplicable, puesto que requeriría mucho trabajo de campo para caracterizar la zona vadosa a escala de centímetros.

Una aproximación para evaluar el movimiento del agua a escala mayor es el empleo de balance simple de masa o modelos de balance hídrico de la humedad del suelo.

A continuación se presenta el balance hídrico del suelo para una base anual.

Esta metodología se puede utilizar para estimar la variación de la humedad del suelo para un periodo de tiempo y permite discriminarlo por cobertura vegetal.

También sirve para estimar el consumo de agua (ET) para un intervalo de tiempo y para una determinada cobertura vegetal.

Ver figura 6. Balance hídrico del suelo

BALANCE HIDRICO DEL SUELO CON COBERTURA VEGETAL

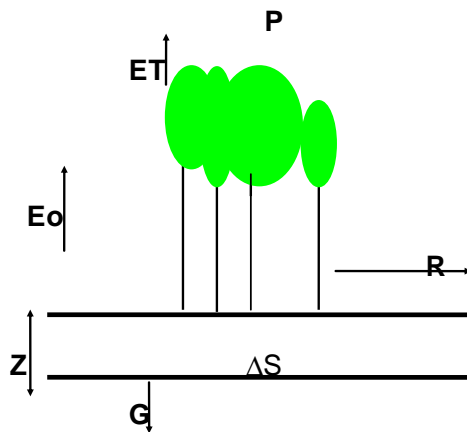


Figura 6. Términos del balance hídrico del suelo donde:

P: precipitación

ET: evapotranspiración o consumo de agua

E_o : evaporación del agua del suelo

R: escurrimiento superficial

ΔS : variación de almacenamiento de agua en el suelo

G: percolación de agua

Z: profundidad del suelo

Ecuaciones:

$$P = ET + E_o + R + G \pm \Delta S$$

Para el caso de una cobertura vegetal total sobre el suelo E_o tiende a cero, luego:

$$P - ET - R - G - \Delta S = 0 \quad (1)$$

La evapotranspiración o consumo de agua:

$$ET = P - R - G - \Delta S \quad (2)$$

UTILIZACION DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO

1. Determinar ΔS para un intervalo de tiempo Δt :

Si $\theta = \%$ de humedad con base en volumen (cm^3/cm^3)

$\theta * Z = \text{mm}$ de altura de agua

$t, t + \Delta t = \text{dos períodos de observación}$

Entonces: $\Delta S = (\theta_{t+\Delta t} - \theta_t) Z$ (mm)

2. $\Delta S = [\theta_{t+\Delta t} - \theta_m] * Z - [\theta_t - \theta_m] * Z$

donde: $\theta_m = \text{contenido de humedad en el punto de marchitez temporal (límite mínimo)}$.

Reemplazando en ecuación (1):

$$P - ET - R - G - [(\theta_{t+\Delta t} - \theta_m) * Z - (\theta_t - \theta_m) * Z] = 0$$

La ecuación (2) queda así:

$$ET = P - R - G + [(\theta_t - \theta_m) * Z - (\theta_{t+\Delta t} - \theta_m) * Z]$$

Para determinar el balance hídrico climático a nivel mensual o anual a nivel de paisaje o cuenca hidrográfica se acostumbra a utilizar las metodologías diseñadas por [Penman](#) o [Tornthwaite](#). Ver manuales respectivos.

8. MODELO DEL BALANCE DEL AGUA PARA SUELOS FORESTALES

[Tobón et al. \(2000\)](#) utilizaron el concepto de interceptación por bosques adaptado de Rutter ([Rutter et al, 1971](#)) para deducir un modelo de interceptación de agua por el suelo forestal. Dicho modelo describe los flujos de agua del suelo forestal, sirve para determinar la contribución relativa de el suelo forestal a la transpiración del bosque y el flujo del "litter" u hojarasca o el drenaje del suelo forestal hacia el suelo mineral. En este caso el suelo forestal se considera compuesto de una sola capa continua con una capacidad de almacenamiento específica, la cual intercepta y redistribuye la precipitación

nete o interna. La entrada al modelo es la precipitación que atraviesa el dosel (interna), calculada con un modelo de interceptación y la transpiración de referencia (Modelo de Penman Monteith). La evaporación libre del suelo forestal se asume que es despreciable debido a que el aire dentro del bosque permanece casi saturado, el flujo de radiación es bajo y tenue y la velocidad del viento cerca de la superficie del suelo es nulo.

Las salidas del modelo son la absorción de agua por el suelo forestal y el drenaje total hacia el suelo mineral, el cual se asume que ocurre cuando la capacidad de almacenamiento es excedida y en ese caso continuará durante y después de los eventos de precipitación, hasta que el almacenamiento llega a ser igual o un poco menos que la capacidad de almacenamiento.

El modelo de interceptación de agua por el suelo es una sola capa con cuatro parámetros.

Ver figura ____ . Modelo de interceptación de agua por el suelo.

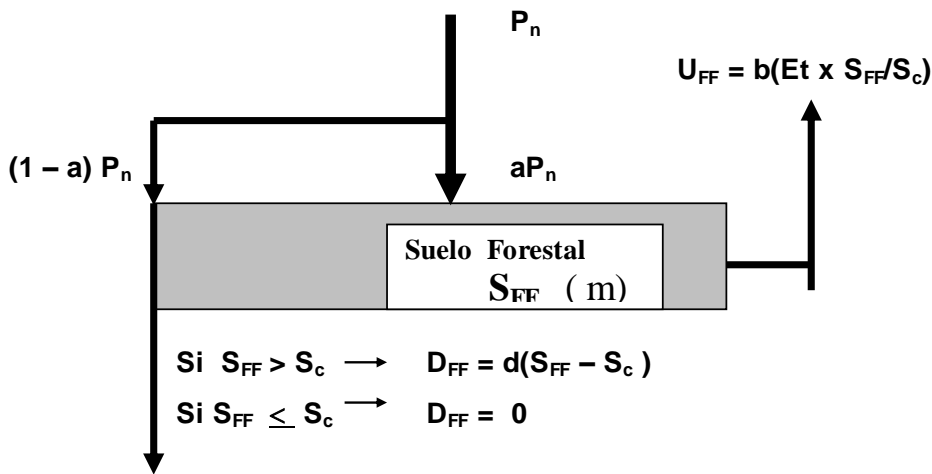


Figura ____ . Modelo de interceptación de agua por el suelo forestal

Modelo:

$$\frac{\Delta S_{FF}}{\Delta t} = P_n - U_{FF} - D_{FF}$$

donde:

S_{FF} (m) : el almacenamiento de agua del suelo forestal (la capa incluye hojarasca o "litter" o el humus moder)

t : tiempo (días)

P_n : tasa de precipitación neta hacia el suelo forestal en este caso, la tasa de precipitación que atraviesa el dosel del bosque o precipitación interna ("Throughfall") (m día⁻¹)

U_{FF} : la tasa de absorción de agua por el sistema radicular del suelo forestal (m día⁻¹)

E_t : tasa de transpiración de Referencia (modelo Penman Montheith ((m día⁻¹)).

D_{FF} : la tasa de drenaje hacia el suelo mineral (m día⁻¹)

S_c : la capacidad de almacenamiento del suelo (m)

S_{FF}/S_c : la fracción de saturación del suelo forestal

Los parámetros del modelo son:

a : adimensional, es el parámetro de eficiencia de la interceptación.

$(1 - a)$: es la fracción de precipitación que atraviesa el dosel y que atraviesa el suelo forestal como flujo preferencial sin contribuir al humedecimiento.

b : parámetro de absorción eficiente del agua

d : establecido para el parámetro de drenaje (días⁻¹)

El flujo total de la hojarasca hacia el suelo mineral incluye el flujo preferencial y el drenaje del suelo forestal. Se calcula como una fracción (b) de la transpiración (E_t) que es tomada del suelo forestal y la fracción (S_{FF}/S_c) de la saturación.

Este modelo fue validado exitosamente por Tobón et. al (2000) en bosques húmedos tropicales del Caquetá medio (Amazonía colombiana) en cuatro condiciones fisiográficas, planicie sedimentaria terciaria, terraza alta, terraza

baja y planicie inundada periódicamente. Se encontró que el flujo total de la hojarasca hacia el suelo mineral (D_{FF}) es del 93 % en promedio en estos ecosistemas. Lo cual indica que la escorrentía superficial podría ser apenas un 7 %, y por tanto esto permite recalcar la importancia que tiene la hojarasca en estos suelos húmedos tropicales.

9. DETERMINACION DE LA CAPACIDAD DE CAMPO (Cc)

1. Se establecen parcelas rectangulares siguiendo la pendiente y con tamaño aproximado de 2.5 * 1 m.

Se utiliza lamina de zinc de 2.5 mm de espesor para delimitarlas; con una pala plana se delimitan en el terreno y una cinta de zinc se entierra 15 cm y sobresale otros 15 cm por encima del terreno. Se cubren con costales de fique o polietileno para evitar evapotranspiración.

Se establecen una parcela en cada cobertura de cada microcuencia.

2. Fundamento teórico de Cc:

Como llegar a capacidad de campo?

Para llegar a capacidad de campo se debe obtener una lamina de agua equivalente a la porosidad total menos el 10% de aireación.

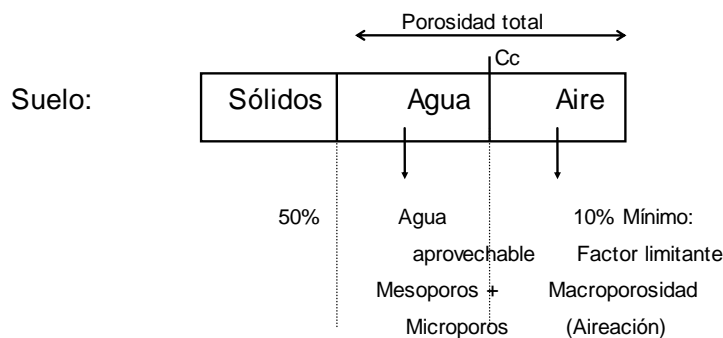


Figura 8. Diagrama determinación de la capacidad de campo.

Amezquita, 1989, presenta la siguiente definición de Cc: Capacidad de campo es “el porcentaje de humedad que permanece en el suelo dos o tres días después de haber sido saturado y después de que el drenaje libre prácticamente ha cesado”.

VARIABLES A DETERMINAR EN CADA CAPA DEL SUELO:

1. Densidad aparente: **da**

$$da = Ms / Vc$$

donde: Ms = masa del suelo seco al horno a 105°C

Vc = volumen conocido de un cilindro de acero

2. Densidad de partículas: **dr**

Se utiliza el método del agua o método del Kersosene según Forsythe, 1979, o el método del Picnómetro según Amezquita, 1991.

3. Porosidad total: **Po** (%)

$$Po = (1 - da/dr) * 100$$

4. Humedad gravimétrica actual: θ_w

$$\theta_w = \frac{M_h - M_s}{M_s} * 100 = \frac{M_{agua}}{M_s} * 100 (\%)$$

donde: M_h = masa del suelo húmedo

M_s = masa del suelo seco al horno a 105°C durante 48 horas

5. Húmeda volumétrica actual: θ_v

$$\theta_v = \theta_w * da \text{ (cm}^3\text{/cm}^3\text{)}$$

6. Lamina de agua: **L**

$$L = \theta_v * \text{profundidad del horizonte (mm)}$$

7. Capacidad de campo en términos gravimétricos: (%)

$$Cc = \frac{M_h - M_s}{M_s} * 100$$

8. Capacidad de agua en términos volumétricos:

$$\frac{(M_h - M_s)}{M_s} * d_a \text{ (cm}^3\text{/cm}^3\text{)}$$

9. Lamina de agua a capacidad de campo:

Se multiplica Cc en términos volumétricos por la profundidad del horizonte; (mm).

3. Procedimiento para saturar el suelo y determinar la Cc:

a. Se requiere tomar datos de humedad actual en época de invierno. Para ello se usa un tensiómetro en cada profundidad y se calibra así:

Se toman varias muestras de suelo a diferente tiempo para determinar la humedad en la estufa, simultáneamente se leen en el tensiómetro los valores de succión. Se traza una curva que relaciona succión y contenido de humedad (θ_v).

b. En el campo:

c. Día 1: se instala el tensiómetro.

d. Día 2: Con el tensiómetro se determina la humedad volumétrica actual (θ_v) utilizando para ello la curva de calibración y conociendo la densidad aparente del suelo.

Para determinar el contenido de humedad volumétrica de saturación se usa la siguiente relación para cada nivel de profundidad:

$$\theta_{v \text{ saturación}} = (P_o - 10\%) - \theta_{v \text{ actual con tensiómetro}}$$

Para los tres niveles de profundidad se requieren tres tensiómetros, cada uno a 20, 40, 60 cm de profundidad; pueden ubicarse a un lado de la parcela y en un hueco escalonado a esas profundidades en la parte superior de la pendiente.

Para cada nivel de profundidad del suelo se procede a elaborar la siguiente tabla:

Profundidad (cm)	θ_v actual	da	$P_o - 10\%$	Lamina actual (cm)	Po en lamina (cm)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	
Total lamina de agua: Σ					Σ

Columna (3): Formula 3

Columna (4): θ_v de columna (1) * Profundidad del horizonte en cm.

Columna (5): $P_o - 10\%$ * profundidad del horizonte en cm.

La lamina de agua que hay que aplicar para saturar el suelo se obtiene por la diferencia entre la sumatoria de la columna (4) y columna (5).

c. El mismo día 2: se aplica a la parcela el 50% de la lamina determinada para saturación. En pendiente se empieza a aplicar agua por la parte superior de la pendiente en la parcela.

d. Día 3: se aplica en la mañana el 25% más del agua para saturación. En la tarde se aplica el 25% restante de agua para saturación.

e. A los 2 ó 3 días se toman con un barreno, muestras de suelo a las profundidades de 20, 40, 60 cm y en el laboratorio se determina humedad gravimétrica; con la "da" se convierte a humedad volumétrica y se denomina Humedad a Capacidad de campo para la parcela.

Es conveniente volver a determinar la Cc en época de verano.

f. Conviene tomar muestras de humedad con barreno durante dos o tres días consecutivos, a las mismas profundidades para chequear la rata de cambio del contenido de humedad, trazando curva que relaciona la humedad volumétrica vs. Tiempo en días para cada profundidad de suelo (se usa papel semilogarítmico).

Cubrir el área de la parcela con los costales entre muestreos.

Paralelamente a la determinación de la Cc o flujo de agua a Cc se determina la Conductividad hidráulica a Cc, despejando de la formula:

$$J_w = -K \frac{\sigma \psi_m}{\sigma d_z}$$

Se conoce lamina de agua a $C_c = J_w$; $\sigma\psi_m$: diferencial de potencial, leído en el tensiómetro; σd_z : profundidad a la cual se determina. Se despeja $K =$ conductividad hidráulica.

Para determinar K sería necesario mantener instalados en el campo los tensiómetros a las profundidades deseadas.

4. Cronograma para una prueba de Capacidad de campo

día 1: Instalación de tensiómetros

día 2: Lectura de tensiómetros y aplicación del 50% de agua

día 3: Aplicación del otro 50% de agua

Dos días después:

día 1: Muestreo de humedad

día 2: Segundo muestreo de humedad

día 3: Tercer muestreo de humedad

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AMEZQUITA, E. C. 1991.** El agua del suelo y la erodabilidad de los suelos. Curso Física Suelos. 24 p.
- CASANOVA, O. E. F. 1991.** Introducción a la ciencia del suelo. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Caracas. 393 p.
- FEDDES, R. A., P. J. KOWALIK, H. ZARADNY. 1978.** Simulation of field water use and crop yield. John Wiley & Sons. N. Y.
- FORSYTHE, W. 1980.** Física de suelos. Manual de laboratorio. IICA. San José, Costa Rica. 211 p.
- GAVANDE, S.A. 1987.** Física de suelos. Principios y aplicaciones. Edit. Limus. S. A. de C.V. Mexico. 6ª. Impresión . 351p.
- HARDY, E. 1970.** Edafología Tropical. Herrero Hermanos. Mexico. 416 p.
- HAUSENBERG, Itzjak. 1988.** Relaciones Suelo - Agua - Planta. Estado Israel. Ministerio de Agricultura. CINADCO. 54P.
- HENDRICKX, J. M. H. , Flury, M. 1999.** Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. Workshop Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone. National Academy of Sciences. Irvine, California. 50 p.
- HILLEL, Daniel. 1998.** Environmental soil physics. Academic Press. N. Y. 771 p.
- KOOREVAAR, P. G. MENELIK and DIRKSEN C. 1983.** Elements of soil physics. Elsevier. N. Y. 227p.
- KRAMER, Paul. 1969.** Relaciones hídricas de suelos y plantas. Una síntesis moderna. Edutex S.A. México.
- MONTENEGRO, G.H. y MALAGON, C.D. 1990.** Propiedades físicas de los suelos. I.G.A.C. Subdirección Agrológica. Bogotá, D.E. 813 p.
- PARLANGUE, P. Marc y HOPRANS W. Jan.** Vadose zone hydrology.
- REICHARDT, Klaus. 1985.** Procesos de Transferencia no Sistema: Suelo - Planta - Atmósfera. Fundacao Cargill. 4 edición. Piracicaba Sao Paulo. Brasil. 276 p.
- PIZARRO CABELLO, F. 1987.** Riegos localizados de alta frecuencia. Ediciones Mundiprensa. Madrid. Capítulo 1. 21-138 p.

- PORTA, J. et al. 1994.** Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundiprensa. Castello. Madrid. 807 p.
- PRITCHETT, William. 1986.** Agua del suelo: Medición y Movimientos. En: Propiedades y Manejo de los Suelos Forestales. Edición Limesa. Mexico. 634p.
- RUTTER, A.J. ,KERSHAW,K.D.,ROBINS,P.C, MORTON,J. 1971.** A predictive model of rainfall interception in forest. Agricultural Meteorol. 9. 367 –384.
- SELKER, John S. , Keller Kent, Mccord T. James.** Vadose zone Processes
- SILSOE COLLEGE. 1987.** Soil plant water relationships.Practical work handbook. Departament of Agricultural. Water Management. England. 130p.
- SIMUNEK, J. 1992.** Software RETC (RETention Curve) . U. S. Salinity Laboratory . Riverside. California (E-mail: jsimunek@ussl.ars.usda.gov)
- SIMUNEK, J. SEJNA,M., VAN GENUCHTEN, TH. 1998.** The HYDRUS 1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 2.0 U. S. Salinity Laboratory. Agriculture Research Service. U. S. Department of Agriculture. Riverside.California.178p. <http://www.ussl.ars.usda.gov/models/hydrus2d.htm>
- TOBON, M. C. , BOUTEN, I. W., S. DELKER. 2000.** Forest floor water dynamics and root water uptake in four forest ecosystems in northwest amazonia. Journal of Hydrology, 237, 169-183.
- TOMASELLA, J. DONET, M.G., ROSSATO, L. 2000.** Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in braziliana soils. Soil Sc. Soc. Am. J. 64. No. 1, 327 –338.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. 1980.** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am.J. 44, 892 –898.
- WILSON, L. G. , EVERETT G, Lorne, CULLER J. Stephan.** Handbook of vadose zone: characterization and monitoring.

ANEXO 1: 3 TEMAS

TEMA 1: INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN SOBRE LA HUMEDAD DEL SUELO

Preparado por: Luis Gonzaga Giraldo López. Profesor Asociado. Universidad Nacional de Colombia. Medellín

El estudio de la humedad del suelo se refiere a la zona vadosa, la cual se presenta entre la superficie del suelo y el acuífero saturado, comprende la zona radicular, y el flujo es no saturado, la presión del agua es succión negativa. El flujo se da por los huecos de las raíces, fallas o grietas pequeñas, flujo en depresiones pequeñas, y flujo inestable causado por suelos hidrofóbicos. El flujo llamado preferencial es a través de macroporos y se necesita intensidad de flujo para generar capacidad de infiltración. Esto es lo que caracteriza a los "suelos forestales".

El conocimiento de la influencia de los bosques sobre los diferentes aspectos del agua del suelo ha sido de importancia significativa en la evaluación del papel del bosque sobre el ciclo hidrológico; tema que al mismo tiempo se ha prestado para diversos comentarios y apreciaciones infundadas sobre la bondad o no de las sustituciones de coberturas de bosques naturales por plantaciones de coníferas o cultivos. El fundamento de la discusión es la dinámica del agua en el suelo determinada por la gran permeabilidad de los suelos forestales.

En la literatura existen resultados contrastantes cuando se revisa el tema sobre bosques y régimen del agua del suelo.

Diversos estudios como los realizados por Blackie et al. (1981), Lima (1975) no han encontrado diferencias significativas en el contenido de humedad del suelo bajo diferentes tipos de coberturas vegetales. Lima(1983) encontró diferencia significativa entre la vegetación de "cerrado" y *Pinus caribaea* en la capa superficial del suelo, o sea que el suelo bajo bosques se mostró más

húmedo en la capa superficial que el de plantación de pino. En las demás profundidades los contenidos de humedad fueron similares.

Moreno (1987) en un estudio realizado en bosque natural, plantaciones de *Pinus patula*, y potreros, en suelos derivados de cenizas volcánicas, encontró que el contenido de humedad del suelo bajo *Pinus patula* no presentó diferencia significativa con el bosque natural o con el pasto. La humedad del suelo aumentó con la profundidad para todas las coberturas.

CONIF (1998), presenta los resultados preliminares sobre estudio de efectos en plantaciones forestales sobre el suelo y el agua orientados por Sicard, T. L y Suarez C. A. Las fincas la Gramínea y Maravillas, en las cuales se comparó cobertura de pino con pasto, entre estos no se encontró una diferencia significativa en el agua aprovechable pero sí una diferencia estadística a favor de parcelas ubicadas en la posición geomorfológica de colinas en el horizonte Ap. En las fincas la Suiza y Sinaí se compararon plantaciones de eucalipto y pasto . Se encontraron diferencias significativas en la Suiza en la humedad aprovechable debido a cobertura y posición geomorfológica. En la fianca Sinaí no se encontró diferencia significativa en el análisis de esta propiedad.

Giraldo (1992), en la cuenca de Piedras Blancas, Antioquia seleccionó las microcuencas la Beta y la Cubero con el fin de evaluar el efecto de las coberturas vegetales , ciprés, pino y rastrojo secundario sobre la humedad del suelo hasta una profundidad de 60 cms. Se analizó el contenido de humedad del suelo a tres niveles de profundidad durante un año: nivel A u horizonte superficial (0 - 20 cms), nivel B (21- 40 cms) y nivel C (41 - 60 cms); y cuatro períodos de lluvia durante el año.

En el análisis particular de la microcuenca la Beta, no se encontró una diferencia significativa en el contenido de humedad entre las tres coberturas vegetales hasta una profundidad de 60 cms. Con respecto a cada nivel de profundidad y los períodos de lluvia las coberturas vegetales sí exhibieron diferencia significativa en la humedad del suelo. Esto significa que el comportamiento de la humedad del suelo en las tres coberturas cambia de acuerdo con el nivel de profundidad edáfica y con los diferentes períodos de lluvia. La humedad del suelo es menor en la capa superficial bajo ciprés y pino

que bajo rastrojo; en este último la humedad superficial siempre es mayor que en profundidad. Los diferentes períodos de lluvia no provocaron diferencia significativa en los contenidos de humedad del suelo bajo la cobertura rastrojo, mientras que para las coberturas de pino y ciprés sí existieron diferencias según los períodos de menor o mayor precipitación.

En el análisis particular de la microcuenca la Cubero, también se encontraron diferencias significativas en y entre las coberturas estudiadas en función de la profundidad del suelo y de los distintos períodos de lluvia. La cobertura de ciprés presentó un contenido de humedad en el suelo superficial inferior a los niveles B y C de profundidad. La cobertura de pino no presentó diferencias significativas en los contenidos de humedad de los tres niveles de profundidad. La cobertura de rastrojo presentó un comportamiento contrario a la de ciprés en los contenidos de humedad : mayor contenido de humedad en el horizonte superficial.

Este menor contenido de humedad del suelo en esas capas superficiales presentados en coberturas de ciprés y pino puede ser un indicio de la presencia de flujos inestables causados por suelos hidrofóbicos, tal como lo señalan Jaramillo (1992) y Debanó (1981) atribuyendo a estos suelos derivados de cenizas volcánicas menor retención de humedad en la capa inmediatamente debajo de la capa de acículas o escamas, atribuible a causas físico-químicas y biológicas, presentándose un movimiento descendente del agua (flujo inestable preferencial) a los horizontes inferiores.

Se comprobó también que los suelos de ambas microcuencas, derivados de cenizas volcánicas, son excelentes retenedores de humedad en la zona radicular (primeros 60 cms de profundidad), humedad que varía de 250 a 500 mm durante el año.

En el mismo estudio se determinó el comportamiento anual de la lámina drenable en la zona de máxima intensidad radicular, o en otras palabras, el aporte de agua en milímetros que los suelos de las coberturas de rastrojo, pino y ciprés hacen al flujo base, una vez el suelo ha alcanzado su capacidad de saturación. Los resultados mostraron que los suelos bajo cobertura de rastrojo

en la época más húmeda es la que más aporta agua en forma de lámina drenable hacia el flujo base y que los suelos bajo cobertura de pino y ciprés presentan una tendencia similar en la cantidad de agua en forma de lámina drenable. Se aclara que la producción de la lámina drenable no depende tanto del tipo de vegetación sino de la condición de saturación de los suelos y de la macroporosidad a través de la cual van los flujos preferenciales. Pero esta macroporosidad si es función del sistema radicular de la vegetación que soporta el suelo indistintamente si es bosque natural, pino o ciprés.

Se debe aceptar el beneficio que ofrece una cobertura de rastrojo natural en lo que respecta a conservación del agua en el suelo en cuencas hidrográficas, comparada con coberturas de coníferas y esto se debe tener en cuenta en la sustitución de usos de la tierra de las áreas de Piedras Blancas y regiones con zona de vida similar.

En zonas con bosques húmedos tropicales la dinámica del agua en la zona vadosa tiene especial importancia por el papel que juega el "suelo forestal" desarrollado por estos bosques . Una sustitución de estos bosques implica la destrucción hidrológica del suelo. La investigación de Tobón(1999) corrobora dicha importancia. El investigador utilizó la aproximación conceptual del modelo de intercepción de Rutter para estudiar la dinámica y retención de agua en el suelo forestal, considerada como una capa continua que intercepta y redistribuye la precipitación neta que en este caso es la precipitación interna. El estudio concluyó que el porcentaje de precipitación interna (precipitación que atraviesa el dosel) que pasa a través del suelo forestal como flujo del "litter" hacia el suelo mineral es cercano a 93 % en estos ecosistemas. Además concluyó que el drenaje expresado como porcentaje de la precipitación total varía de 52 % a 58% en estos ecosistemas estudiados, lo que demuestra la capacidad de infiltración de estos suelos bajo bosques.

TEMA 2 : "INFILTRACIÓN Y COBERTURAS VEGETALES"

Preparado por: Luis Gonzaga Giraldo L. Profesor asociado. Curso de Hidrología (R-1010)

La tasa de infiltración se mantiene en su **máximo** en condiciones de cobertura forestal natural no explotada.

El suelo forestal con la capa de hojarasca constituye la base principal para mantener condiciones óptimas para el proceso de infiltración, porque:

- por ser medio poroso no ofrece resistencia al movimiento descendente del agua.
- Su presencia protege el suelo mineral contra el impacto de las gotas de agua
- Previene o evita las avenidas, aumenta la retención temporal del agua en la superficie, lo que resulta en un período mayor para la ocurrencia de infiltración.

Tasas de infiltración bajo diferentes condiciones del suelo forestal:

	Infiltración mm/h
Piso forestal intacto	59.9
Piso removido mecánicamente	49.3
Piso quemado anualmente	40.5
Potrero degradado	24.1

La tasa de infiltración es tanto mayor, cuanto mayor es la cobertura forestal. La tasa de infiltración es mayor en plantaciones más densas.

La mera presencia de árboles tiene poco o ningún efecto sobre la infiltración sino se desarrolla **una capa de hojarasca protectora** en el suelo que evite el efecto de la salpicadura de las gotas de agua.

Las actividades relacionadas con el corte o aclareo de árboles constituyen la causa principal de alteración de la capacidad de infiltración.

Consultar este efecto en el CAPITULO: HIDROLOGIA DE PLANTACIONES EN LOS TROPICOS (Traducción). Subtema: plantaciones y flujos en la estación seca.

TEMA 3: " NIVEL FREATICO . AGUA SUBTERRANEA Y BOSQUES"

Preparado por: Luis Gonzaga Giraldo L. Profesor asociado. Curso de Hidrología (R-1010)

El agua subterránea ocurre en formaciones geológicas permeables cuyas características son tales que permiten el almacenamiento y la liberación de cantidades apreciables de agua. Esta formación se llama **acuífero**. Existen dos tipos de acuíferos: confinados y no confinados. El caso de Acuífero Suspendido o colgado es un caso particular del acuífero no confinado.

Acuífero no confinado es aquel en que el agua subterránea presenta una superficie libre comunicada con la atmósfera por formaciones porosas. Esta superficie libre que es el límite superior de la zona de saturación recibe el nombre de **nivel freático**, por tanto la presión es igual a la presión atmosférica. .

Acuífero confinado: es aquel en el cual el nivel del agua está confinado bajo presión mayor que la atmosférica por capas impermeables suprayacentes. Recibe también el nombre de **acuífero artesiano**.

El movimiento del agua subterránea se da tanto en sentido vertical descendente como lateralmente. El movimiento horizontal es usualmente muy lento, dependiendo del gradiente hidráulico y de las características del acuífero. La inclinación del nivel freático determina la dirección del flujo del agua subterránea, la cual puede variar dependiendo de la cantidad de recarga y de descarga del acuífero.

El nivel freático generalmente emerge en el canal de un curso de agua. En estas condiciones, esto es, cuando el curso de agua es alimentado por el agua subterránea, el río es llamado **efluente**. Por otra parte, puede suceder que se pierda agua del río hacia el acuífero, entonces el río recibe el nombre de **influyente**.

El nivel freático puede aún llegar hasta la superficie del terreno en algunas situaciones: en áreas pantanosas, en lagos, en nacimientos. En lugares donde el nivel freático es superficial el agua puede subir hasta la superficie del terreno, o hasta la zona de raíces, a través de la franja capilar, volviéndose en este caso fuente de agua para la

evapotranspiración. En determinadas áreas como en regiones áridas por ejemplo, el nivel freático es profundo. En general, el nivel freático acompaña la topografía de la superficie del terreno pero en forma menos irregular.

Tanto cambios en el volumen de agua almacenada en acuíferos como la variación en la presión pueden causar alteración del nivel en el nivel freático y en la superficie piezométrica (la línea imaginaria que une el nivel del agua en una serie de pozos que penetran un acuífero artesiano se denomina nivel piezométrico) . Las causas de estas fluctuaciones del nivel freático son:

- efectos cíclicos: producidos por la alternancia de años húmedos y años secos, en los cuales la precipitación es mayor o menor que la normal. Existe correlación entre la variación de la precipitación anual y la variación del nivel freático.
- Evapotranspiración: niveles freáticos superficiales frecuentemente presentan fluctuaciones diurnas en la evapotranspiración que se presenta.. En niveles freáticos con profundidades de 1 metro o más , la evaporación se vuelve insignificante.
- Presión atmosférica: variaciones en la presión atmosférica influyen más que todo en los niveles de los acuíferos confinados.
- Mareas: niveles freáticos de acuíferos litorales presentan fluctuaciones de acuerdo con el fenómeno de las mareas.

Influencia del bosque: Por el hecho de que el suelo forestal represente buenas condiciones de infiltración

(por su capa de hojarasca, medio poroso, tiempo de retención de agua, etc.) las Áreas Forestales constituyen importantes fuentes de abastecimiento de agua para los acuíferos. En lugares donde el nivel freático es superficial (planicies costeras, áreas pantanosas, etc) la cobertura forestal provoca , por la evapotranspiración, un descenso del nivel freático. El corte del bosque en tales situaciones puede resultar en una subida del nivel freático.

En regiones semi-áridas, la presencia del bosque acompañado de áreas riparias en los cursos de los ríos, en los cuales el nivel freático es más superficial (vegetación freatofítica) y el uso del agua por los árboles y otras plantas puede ser perjudicial.

En regiones montañosas el drenaje es más eficiente del agua subsuperficial, limitando el almacenamiento de agua subterránea. En estas condiciones, si las raíces tienen acceso al Nivel Freático, el bosque puede consumir agua subterránea. Sin embargo, el bosque es responsable de una tasa mayor de infiltración de agua en el suelo y por tanto alimenta el nivel freático.

En condiciones de áreas planas, algunos trabajos han demostrado efecto significativo de la presencia del bosque sobre el nivel freático. Este se encuentra superficial, por su mayor transpiración comparativamente con vegetación de menor porte.

El descenso del nivel freático por presencia del bosque (en regiones de nivel freático superficial) es debido a : - el efecto del sistema radicular y la densidad del bosque. - los diferentes métodos de manejo forestal y explotación.

Un ejemplo de lo anterior fue estudiado por HOLSTENER-JORGENSEN(1967) en Dinamarca: En condiciones de nivel freático superficial se comparó el efecto del corte raso, corte selectivo y testigo con bosque no alterado sobre el nivel freático. Después del tratamiento , el nivel del nivel freático fue mayor en corte raso, seguido por el corte selectivo y el testigo. También se concluyó que para cada especie y crecimiento del sistema radicular , y por tanto el efecto sobre el nivel freático, es función lineal de la edad de la plantación. De esta forma, en el manejo forestal de **rotaciones cortas**, la evapotranspiración y por tanto la disminución del nivel freático es menor.

En el caso de acuíferos artesianos, la variación del nivel de agua depende más de las variaciones de la presión que de las variaciones del volumen de agua almacenada.

Nacimientos de agua: otro aspecto importante es el relativo al efecto del bosque sobre el agua subterránea y a la posible influencia sobre el comportamiento de nacimientos. No es posible generalizar porque el origen de un nacimiento de agua es muy complejo. Sobre este tema se han realizado pocos ensayos. En un ensayo en California -EE. UU- se mostró un aumento en el volumen de flujo de un nacimiento después de la eliminación de toda la vegetación(arbustos, árboles) existentes en un radio de 30 mts alrededor. En estudios similares, se encontró un aumento del volumen de flujo inmediatamente después del corte, o después de la sustitución de plantas de sistema radicular profundo por plantas de raíces superficiales. En la mayoría de nacimientos estos aumentos fueron pasajeros.

En resumen:

-una sustitución de plantas de raíces profundas por vegetación de raíces superficiales libera el agua de capas de suelo hacia la alimentación del nacimiento.

-la eliminación de la vegetación cuyas raíces llegan normalmente al nivel freático, resulta en un aumento inmediato del flujo del nacimiento.

-prácticas que tiendan a disminuir la infiltración del suelo y a aumentar la formación de crecidas, pueden disminuir el flujo de los nacimientos o a interrumpirlos definitivamente.

Bibliografía consultada:

Molchanov, A. A. 1963. Hidrología florestal. Traducido por Israel Program for Scientific Translations.

Lisboa. Cap. XV: O regime das águas do solo e subterrâneas. P. 340 -362.

LIMA, Walter de Paula. 1986. Principios de hidrología florestal para o manejo de bacias hidrográficas.

Un. De Sao Paulo. Piracicaba. Cap. VIII: Floresta y agua subterránea. P. 144 - 146.

TEMA IV

VEGETACIÓN DE RIBERA: SU FUNCIÓN BIÓTICA E HIDROLÓGICA

Por: **LUIS GONZAGA GIRALDO LOPEZ**

**Profesor Asociado. Departamento de Ciencias Forestales.
Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Año 2000
Curso HIDROLOGIA (R1010)**

1. - FACTORES FORMADORES DE LA VEGETACIÓN DE RIBERA

- Las influencias que tiene los cursos de agua sobre los bosques son dinámicas, con frecuencia e intensidad en el tiempo, y dependen de características geológicas, geomorfológicas, climáticas, edáficas, hidrológicas e hidrográficas, local y regionalmente.

Son formaciones vegetales resultantes también de características paleobotánicas y de la litología que está bajo condiciones mesoclimáticas muchas veces distintas, esencialmente por mayor humedad atmosférica y temperaturas menos drásticas.

Los cursos de agua están entre los principales agentes modeladores del paisaje y su acción morfogenética es la que responde por la formación de los valles.

La topografía local, que también resulta del modelaje de los ríos depende de las características hidrológicas y geológicas y es condicionante en la formación de suelos y de la influencia de las aguas corrientes sobre la vegetación de la orilla del agua. Como consecuencia tenemos la formación de perfiles variados en áreas próximas al lecho fluvial, observados en cortes transversales.

-Los suelos que normalmente se encuentran en estas formaciones vegetales son formados por un proceso de adición, y representan una variabilidad muy grande en cuanto a características químicas y mineralógicas. Estos suelos que son principalmente azonales resultan del movimiento positivo del nivel base que lleva un río a depositar cascajo, arena, y arcilla en sus valles y se forman por el cambio de cursos de los ríos. Son llamados en general "suelos aluviales" y en grandes cuencas de drenaje con grandes superficies de inundaciones pueden ser formados por aluviones transportados de grandes distancias.

La naturaleza de los aluviones, la composición y la textura de los suelos, además de la profundidad del nivel freático son los responsables de la variación y además, determinantes de la presencia del bosque de ribera en los cursos fluviales.

-Los propios cursos de agua tienden a modificar la forma de su lecho por o deposición, dando origen a formas y trazados diferentes (ver figura 1: esquema de oscilación de la corriente fluvial).

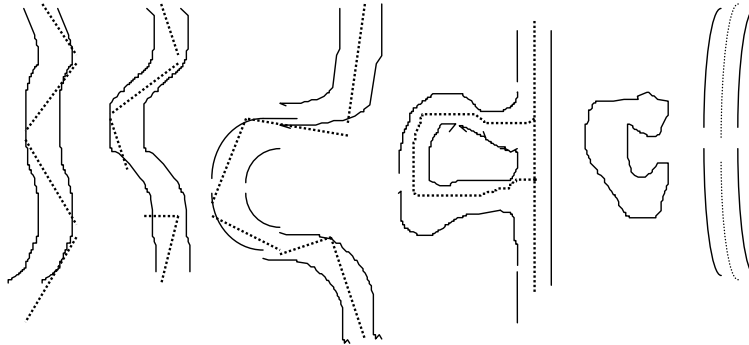


Figura 1: Esquema de oscilación de la corriente fluvial.

-De esta manera, el contenido de agua en el suelo, relacionado con el régimen pluviométrico, con la topografía local, incluyendo desniveles de las márgenes, con el trazado de los ríos y los tipos de suelo, son las principales condicionantes de la vegetación de ribera en función también de su dinámica sucesional.

También se le denomina a esta vegetación “vegetación ciliar” por formar verdaderas pestañas de los ríos. Los botánicos europeos denominaron a estos bosques “bosques de galería”.

-Cuando se sitúan en el fondo del valle, favoreciendo la condensación y la permanencia de neblina en las primeras horas se les denomina “bosques de condensación”.

-Otros términos o acepciones utilizados en la literatura para denominar la vegetación que bordea las márgenes de los cursos de los ríos son: vegetación ribereña o riparia, o ripícola.

2. RELACIONES AGUA-SUELO-PLANTA EN EL BOSQUE DE RIBERA

La mayoría de la literatura sobre vegetación de ribera se refiere a su importancia como controladora hídrica de la cuenca.

Las áreas riparias son reguladores de los flujos de agua (superficiales y subsuperficiales) y de sedimentos (los cuales llevan consigo nutrientes) desde las partes más altas de la cuenca hacia el drenaje de agua. Actúan como filtros y por ello son designadas como “sistema tampón”.

-La dinámica del agua en el sistema suelo-planta-atmósfera se rige por gradientes de potencial de agua (medida en atmósferas o bares) y por la conductividad hidráulica de los medios transmisores.

En la figura siguiente se indican los valores típicos de potencial del agua del sistema suelo-planta-atmósfera, en el cual la tendencia del agua es a transportarse de regiones de potenciales mayores a potenciales menores, o sea, suelo-planta-atmósfera.

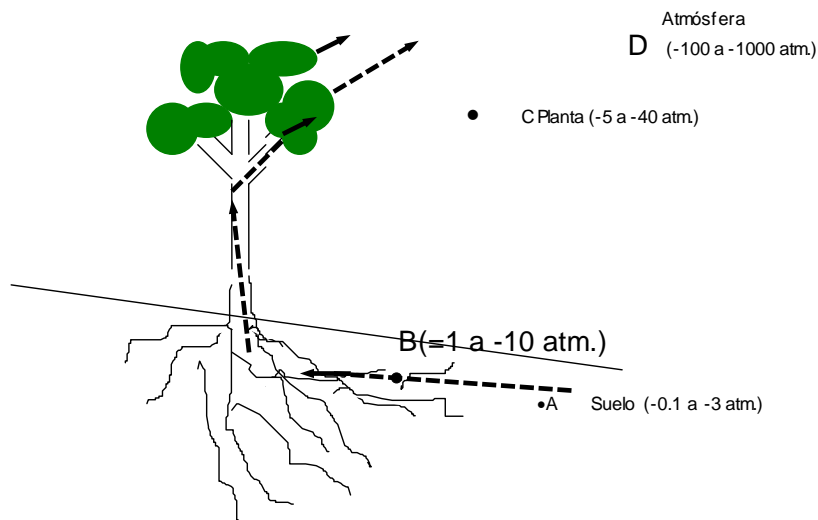


Figura 2: Esquema del potencial del agua del sistema suelo-planta-atmósfera.

El flujo de agua que representa la evapotranspiración está limitado por la conductividad (o resistencia) de las diferentes partes del sistema. En general la parte que más limita el flujo de agua en el suelo es la conductividad hidráulica del suelo. Esta es máxima para suelos saturados y decrece drásticamente en la disminución de la humedad. Esto es importante en la región riparia donde existe un gradiente de humedad entre las regiones más elevadas y las regiones cercanas al cuerpo de agua. En esta región la evapotranspiración es máxima, siendo ésta una de las razones de diversidad de la flora ripícola.

La presencia del bosque aumenta la conductividad hidráulica de la superficie del suelo. Este factor es el que da a la vegetación de ribera el carácter de regulador de la cuenca, actuando como filtro, pues cuando la conductividad es alta el flujo superficial es menor, evitándose picos grandes de descarga de agua por acción de precipitaciones torrenciales.

3. FUNCIÓN HIDROLÓGICA DE LA VEGETACIÓN DE RIBERA

El ecosistema ripario está constituido por: el área riparia (faja ribereña propiamente dicha) y la planicie de inundación con sus condiciones edáficas propias, y la vegetación que ahí crece (vegetación riparia o ciliar). Ver Figura 3.

Sin perturbación, la evolución del ecosistema ripario se da en la dirección de adecuación entre su forma y su función:

El ancho del área riparia más común varía entre 12 y 30 mts. a lado y lado del canal.

El ecosistema ripario desempeña su función hidrológica a través de las siguientes formas:

1. Estabilización de las áreas críticas de las riberas del río por el desarrollo y mantenimiento de un sistema radicular enmarañado.
2. Como tampón y filtro entre los terrenos más altos y el ecosistema acuático, participa del control del ciclo de nutrientes en la cuenca hidrográfica, a través de la acción tanto en el escurrimiento superficial, como en la absorción de nutrientes del escurrimiento subsuperficial por la vegetación.
3. Por la disminución y filtración del escurrimiento superficial se impide o dificulta el escurrimiento superficial se impide o dificulta el escurrimiento de sedimentos hacia el ecosistema acuático, contribuyendo, de esta forma, en la conservación de la calidad del agua en las cuencas hidrográficas.
4. Por su integración con la superficie del agua, proporciona cobertura y alimentación para los peces y otros componentes de la fauna acuática.
5. Por la misma razón, intercepta y absorbe radiación solar, contribuyendo a la estabilidad térmica de pequeños cursos de agua; amortigua con el sistema de ramificación la turbulencia generada por el viento sobre el flujo de agua, controlando la velocidad del flujo.
6. Así mismo aunque no es función hidrológica propiamente, el valor paisajista de los bosques riparios como componente de las áreas verdes, contribuyen a mejorar el medio ambiente para albergue y sostenimiento de la vida silvestre.

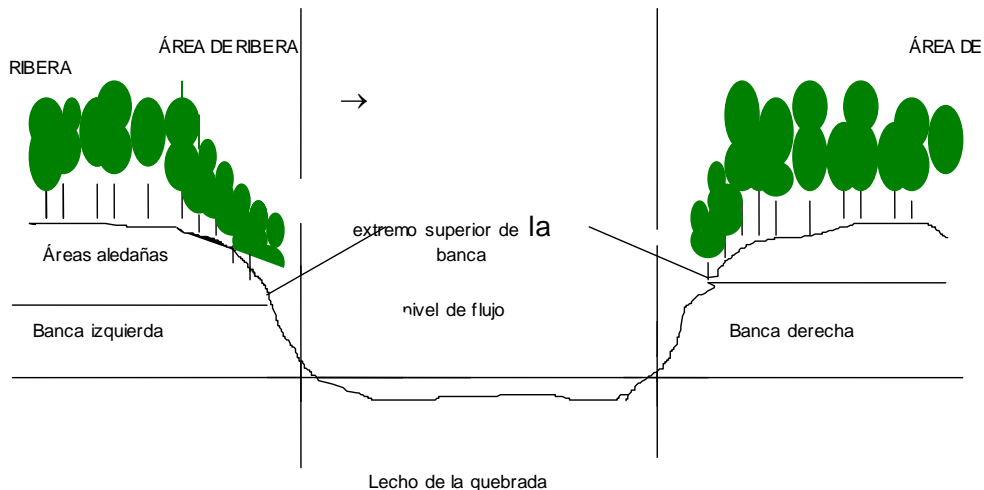


Figura 3: Sección transversal de una quebrada: áreas de ribera.

4. LA VEGETACIÓN DE RIBERA Y SU RELACIÓN CON LOS MECANISMOS DE PRODUCCIÓN DE AGUA (ÁREAS VARIABLES DE AFLUENCIA -AVA- o AREAS DE FUENTES VARIABLES)

En una cuenca la generación de flujo de agua depende de la ocurrencia de precipitación, la cual recorre varios procesos hidrológicos: escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial, flujo base, caudal directo, etc.

Con el avance de estudios de hidrología en microcuencas forestales desde el año 1967, Hewlett y Hibbert, comprobaron que el escurrimiento subsuperficial era la fuente primaria que generaba el hidrograma directo en la microcuenca. Los mismos autores desarrollaron el concepto de "Área variable de contribución" o "área variable de afluencia" para definir las porciones del terreno de una cuenca que participa de la generación del hidrograma directo de una lluvia dada. Esta área variable o zona de saturación o encharcamiento superficial se forma en la dirección de la pendiente en las zonas más bajas, a lo largo de las márgenes de la red de drenaje, como se puede apreciar en la figura siguiente.

Estas áreas saturadas se expanden y se contraen, dependiendo de la humedad antecedente del suelo, de ahí el significado de área variable. Ver Figura 4. Cuando la lluvia es muy prolongada, ocurre expansión de las áreas saturadas y por tanto de las áreas de contribución al escurrimiento directo, y como resultado se obtiene la expansión y abastecimiento del agua en canales perennes y el surgimiento de flujo en los canales intermitentes o efímeros. Cuando el escurrimiento superficial en las partes más altas de la cuenca excede la capacidad del suelo de transmitir este flujo, el agua tiende a aflorar, creando áreas saturadas y suministrando agua a los canales secos.

Resumiendo, se puede decir que el escurrimiento directo de una cuenca, o sea, aquel escurrimiento rápido que se presenta asociado a la ocurrencia de una lluvia, es el resultado de los siguientes procesos:

- a. precipitación directa sobre las superficies de agua de la red de drenaje (ríos o quebradas).
- b. escurrimiento superficial en las partes de la cuenca donde no se presenta infiltración por problemas de suelo.
- c. escurrimiento superficial en las áreas saturadas: agua lluvia que cae directamente sobre las áreas saturadas de la cuenca.
- d. escurrimiento subsuperficial o interflujo: escurrimiento lateral del agua del suelo en dirección de los canales.
- e. expansión de la red de drenaje por lo tanto de las áreas saturadas: o áreas variables de afluencia AVA.

Estas áreas en zonas de la cuenca asociadas a los mecanismos anteriores son las partes más críticas, más sensibles de la cuenca hidrográfica, desde el punto de vista de su respuesta hidrológica a la ocurrencia de una lluvia. Son las áreas que siempre deben estar en buenas condiciones de protección con cobertura vegetal adecuada con el fin de garantizar el mantenimiento de su funcionamiento hidrológico armónico. Por ello la vegetación de ribera reviste tanta importancia.

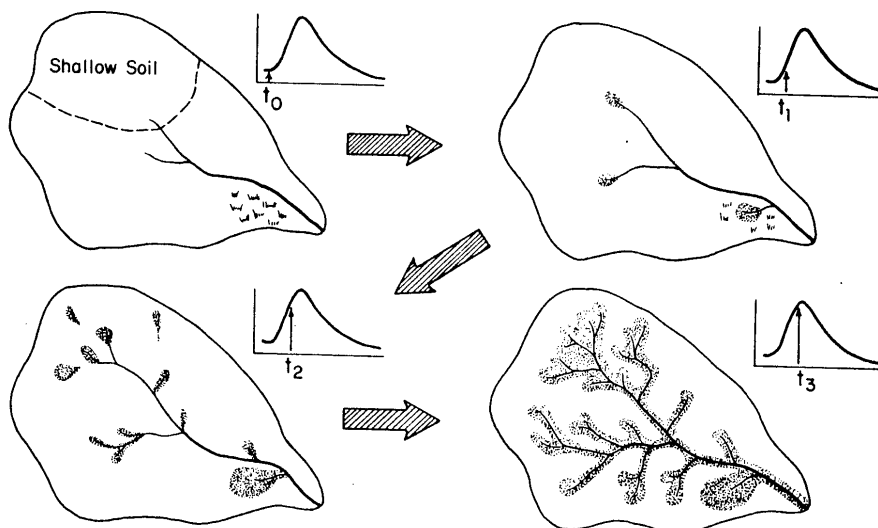


Figura 4: Ilustración de la expansión de área variable de afluencia (áreas oscuras) durante un período lluvioso. Las pequeñas flechas en los hidrogramas muestran como se incrementa el caudal a medida que la fuente variable se extiende a pantanos, suelos poco profundos y canales efímeros. Una vez terminada la lluvia el proceso tiende a revertirse.

5. EL PAPEL DE LA VEGETACIÓN DE RIBERA EN EL CONTROL DE LA CALIDAD DEL AGUA

El resultado directo del papel que desempeña la vegetación de ribera en la cuenca hidrográfica se puede determinar fácilmente en términos de la calidad del agua en el flujo.

Puesto que la vegetación de ribera ocupa las áreas más sensibles de la cuenca, como los márgenes de la red hidrográfica, al rededor de los nacimientos de agua, las áreas saturadas, su presencia contribuye no solo a disminuir la ocurrencia de escurrimiento superficial, en el cual puede causar erosión y arrastre de sedimentos hacia los cauces de agua, sino que también desempeña un efecto de filtrador superficial y subsuperficial de los flujos de agua hacia los canales. Este es uno de los aspectos prácticos de aplicación del concepto de AVA en el manejo de la cuenca hidrográfica.

Algunas investigaciones realizadas en cuencas hidrográficas, concluyeron que la sola presencia de la vegetación de ribera no es suficiente para sanear todos los problemas de la contaminación agrícola en una cuenca, a menos que otras medidas de manejo adecuado del uso del suelo sean tomadas.

Para el caso del N y el P en el flujo de las cuencas no se encontró uniforme relación entre la presencia de vegetación de ribera y la concentración de estos nutrientes en el flujo.

La vegetación de ribera tiene un efecto marcado en la estabilidad térmica y en la menor concentración de sedimentos en el flujo.

También se ha encontrado efecto positivo en la disminución de nitratos en el flujo. Es decir, la vegetación de ribera funciona como importante mecanismo de remoción de NO_3 en el control de aporte de nitratos al curso de agua, contribuyendo así a la no contaminación del agua, que el N-nítrico (así como el fósforo) son nutrientes que limitan el crecimiento de algas en los cuerpos de agua, los cuales contribuyen a disminuir la transparencia del agua.

En estos experimentos se ha encontrado una remoción de 92% del nitrato, la mayor parte debido a los procesos que ocurren en el ecosistema ripario, sobre todo por:

- Transformaciones bioquímicas por acción de bacterias desnitrificadoras presentes en las condiciones anaeróbicas de áreas saturadas de la zona riparia.
- Absorción por la vegetación de ribera.

6. ESTRATEGIAS PARA RECUPERAR LA VEGETACIÓN DE RIBERA.

6.1. Objetivos generales

1. Establecer la vegetación existente en el pasado, manteniendo tanto la estructura como la composición de especies originales. La preocupación fundamental es el mantenimiento de la diversidad vegetal y animal característica de este hábitat.
2. Recuperar la estructura de la vegetación en el sentido de obtener beneficios tales como: contención de erosión en las márgenes de la quebrada o río; establecimiento de un régimen hidrológico y de nutrientes; el control de contaminación con agrotóxicos; el mantenimiento de la calidad del agua, temperatura y concentración de sedimentos.

6.2. Recuperación de la biodiversidad de la vegetación de ribera.

Para la recuperación de la biodiversidad de este ecosistema, son necesarias las siguientes acciones:

1. La protección del área ribereña, evitando su explotación forestal, agricultura y pastoreo, quemadas, caza y otras perturbaciones antrópicas, posibilitando su renovación natural a través de proyectos forestales adyacentes.
2. Establecimiento de plantaciones en el caso de ausencia del banco de semillas y/o la reintroducción de especies localmente extinguidas.

Metodología:

La metodología de la recuperación de las áreas ribereñas se basa en **el proceso sucesional de los grupos ecológicos** de las especies clasificadas y caracterizadas así:

Grupo de las pioneras: tiene crecimiento rápido, germinan y se desarrollan a pleno sol, producen precozmente muchas semillas pequeñas, normalmente con latencia, las cuales son dispersadas predominantemente por animales, producen banco de semillas en el suelo, el almacenamiento de las semillas es fácil, germina en el bosque y requiere de temperatura y luz.

Se denominan también especialistas de grandes claros (>200m²). En el bosque tropical su abundancia es del 20% pero con gran número de individuos; a este grupo pertenecen algunas especies muy conocidas como: *Trema micranta*, *Muntingia calabura*, *Cecropia sp.*, *Croton sp.*, *Mimos sp.*, *Miconia sp.*, *Solanum sp.*, *Inga sp.*, *Guazuma ulmifolia*.

El grupo de las especies **secundarias** o especialistas de pequeños claros, también llamadas oportunistas, nómadas o intermedias.

Características principales: sus semillas son dispersadas por el viento; germinan a la sombra, pero su crecimiento necesitan de la luz; no forman banco de semillas, forman banco de plántulas; tiene polinizadores específicos. En el bosque tropical ocurren con gran número de especies (50%), pero con bajo número de individuos por área. Son los responsables de la alta diversidad del bosque. En este grupo se destacan: *Cariniana sp.*, *Cedrela sp.*, *Tabebuia sp.*, *Centrolobium sp.*, *Astronium sp.*, *Cordia sp.*

El tercer grupo de las especies **climácicas**, los cuales tiene crecimiento lento, germinan y crecen a la sombra. También se llaman tolerantes. Las especies de este grupo también ocurren en número pequeño, con densidades de individuos medias y altas. La cantidad de semillas es grande, no presentan banco de semillas; la dispersión de las semillas es por animales; el tamaño de la semilla es grande y la latencia de semilla es en el tracto digestivo.

La plantación de especies pioneras y no pioneras debe suministrar el material básico para la sucesión y por tanto se debe acelerar este proceso.

La degradación del banco de semillas en un lugar prioriza el establecimiento de plantación con pioneras; la no existencia de fuentes de semillas en las proximidades indica la necesidad del establecimiento de especies no pioneras.

6.3. EL PAPEL DEL BANCO DE SEMILLAS EN EL SUELO.

El banco de semillas en el suelo, constituido básicamente por semillas de especies pioneras, es un factor esencial para que haya recuperación de la primera fase de ocupación y cicatrización de claros grandes. El muestreo de bancos de semillas de pioneras se puede hacer en parcelas de 1 m. de área y 4 cm. de profundidad.

En áreas donde no existe un banco de semillas pobre y se requiere restaurar la vegetación, sino se eliminan las plántulas regeneradas del banco se puede

recubrir el área rápidamente con vegetación pionera. Se han encontrado hasta 25000 plántulas por ha. de especies pioneras.

En áreas donde hay lugares con banco de semillas pobre, la siembra y la plantación de especies pioneras es recomendable para estimular la sucesión; pero se requiere mantener el área libre de perturbaciones.

6.4. EL PAPEL DE LA FUENTE DE SEMILLA.

Las especies no pioneras tienen una frecuencia efímera en el banco de semillas del suelo, debido a que rara vez presentan semillas latentes y de gran longevidad. Pero alternativamente forman “Banco de plántulas” bajo el dosel. Para que haya regeneración de la especie no pionera o secundaria es necesaria la existencia de la fuente de sus semillas en áreas próximas, así como la conservación de los agentes dispersadores.

En ecosistemas de vegetación de ribera algunos investigadores estudiaron los síndromes de dispersión de semillas de las especies pioneras y no pioneras en tres (3) estados del Brasil, se encontró una alta predominancia de socorria, dispersión por animales, con 72% a 82% del total de las especies.

Esto refuerza tremendamente la importancia que tiene los animales en la conservación de las especies de vegetación de ribera, enfatizada por muchos autores.

Por tanto, desde que existan fuente y dispersores de semillas, las especies no pioneras conseguirán formar bancos de plántulas en el piso forestal, y se estimula y acelera el proceso de sucesión natural.

En el proceso de recuperación de las áreas ribereñas parece ser posible la regeneración de especies no pioneras bajo las condiciones creadas por las especies con un papel específico de pioneras, sean nativas o introducidas. Estas desempeñan el papel de crear condiciones buenas de luz y humedad para las especies características de los estados finales de la sucesión

6.5. SILVICULTURA PRO-SUCESIÓN vs SILVICULTURA COMERCIAL

La restauración de bosques de ribera se orienta hacia dos clases de beneficios ambientales diferentes pero no excluyentes:

- a. Servicios ambientales abióticos, principalmente los relacionados con la función hidrológica de la cobertura forestal.
- b. Servicios ambientales bióticos, relacionados con los organismos del bosque.

La descripción de estas funciones se hizo en numerales anteriores.

La silvicultura pro-sucesión tiene entonces finalidades prioritarias y que de utilizar prácticas que no son comunes en la silvicultura comercial, como la implementación de parcelas pioneras, anillamiento de árboles indeseables, la participación planeada de especies con mortalidad significativa después de algunos años de crecimiento rápido, la posibilidad de programar una oferta de claros.

En algunos casos, la silvicultura pro-sucesión y la comercial pueden aproximarse por ventajas operacionales. Es el caso de muchas áreas de ribera ocupadas por vegetación extremadamente inhóspita con especies de gramíneas altas. Prácticamente la restauración de estas áreas debe iniciarse con especies aptas para competir y dominar la vegetación anterior, con un mínimo de costo de plantación y mantenimiento posterior. El género Pinus es un paradigma en esta función y plantaciones mono u oligoespecíficas constituyen alternativas racionales.

Una vez formado el bosque pionero, y si no se ha establecido en su interior la regeneración natural deseable es necesario promoverla. En la restauración forestal, la plantación de especies secundarias tardías o climácicas bajo el dosel protector es preferible que la plantación en lugares abiertos y en competencia con vegetación invasora.

Las pioneras que se utilicen en la restauración ojalá correspondan a la vegetación propia del lugar; aunque en algunos casos como el explicado anteriormente se pueden utilizar especies introducidas, siempre y cuando reconozcan sus características funcionales durante la sucesión.

Diseños anteriores han procurado separar las especies de los bosques tropicales en grupos con características diferentes y con funciones diferentes, principalmente con relación a la sucesión secundaria.

En general se habla de las características de las especies nativas tanto de protección como de producción, y en la práctica las nativas se pueden utilizar bien sea en consorcios o en plantaciones mixtas.

Whitmore (1988), al relacionar las diferencias entre las especies pioneras y las climácicas del bosque tropical presenta una serie de características que define síndromes contrastantes de estos dos grupos. Las especies de la fase inicial de la sucesión, las pioneras, tienen características de rápido crecimiento en altura, madera dura y de baja densidad, raíces superficiales y con baja relación con el tronco, alta susceptibilidad de las hojas a predación, alta plasticidad fenotípica. En contraposición, las especies de la fase final o climax tienen características opuestas.

La deposición de nutrientes y material orgánico ejemplifican un proceso importante de la sucesión y que puede ser manejado en el proceso restauración. En efecto, ecosistemas dominados por especies pioneras fijadoras de nitrógeno (N) presentan altas deposiciones de material orgánico y nutrientes en latitudes tropicales o templadas.

7. PERFILES DE FLUJO DE AGUA Y RELACIÓN CON LA VEGETACIÓN DE RIBERA.

En el perfil del curso de agua, bien sea canal artificial o no, es de fundamental importancia como se ha mencionado, el desarrollo y la existencia permanente de un bosque ripario. El perfil tiende a variar mucho, especialmente a lo largo de cursos de agua natural, no obstante se han reconocido algunos perfiles típicos y cada uno está asociado con un tipo de bosque ripario característico:

1. La figura 5 muestra el perfil trapezoidal más utilizado en canales artificiales de ríos y en sistemas de control de torrentes. El bosque ripario se planta en una o más hileras completamente afuera de la parte del perfil del flujo. La estabilidad longitudinal se logra con trabajos en piedra o vegetación herbáceas en el cinturón litoral, y por tanto, en este caso, el bosque ripario tiene importancia en la estabilización de la ribera del río, sino que se convierte en un bosque que cumple una función estética en el paisaje del río.

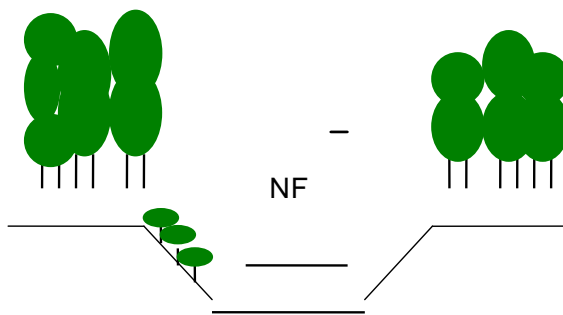


Figura 5: Perfil simple trapezoidal en canales artificiales de ríos.

En este tipo de perfil, la vegetación riparia puede cumplir otras funciones diferentes a la de estabilización, sobre todo cuando se trata de cursos de agua con pendientes largas a sus lados.

2. El perfil que aparece en la figura 6 es característico de cursos de agua longitudinalmente estabilizados con vegetación, especialmente árboles y arbustos, a lo largo de las orillas. El valor comercial de los bosques riparios es despreciable, teniendo en cuenta un valor mucho más significativo como una amenidad y mejora del paisaje.

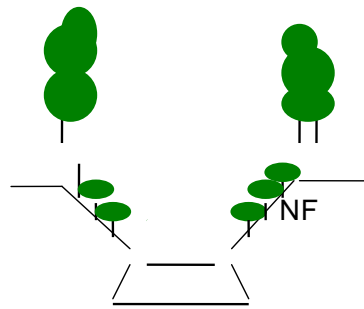


Figura 6: Perfil simple en ríos con canal artificial.

3. Otro tipo de perfil muy común en canales construidos para corrientes grandes es el perfil doble (figura 7), el cual ofrece condiciones adecuadas para el desarrollo de bosques riparios. Los árboles se plantan más allá de los bordes de la orilla en una o varias hileras; la efectividad de los bosques riparios con respecto a su influencia en la estabilización es menor importante.

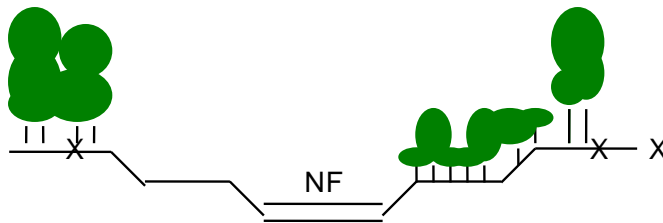


Figura 7: Perfil doble en ríos con canales artificiales.

Una gran variedad de formas de perfiles se encuentran en los cursos naturales de agua; la amplitud y profundidad dependen del tamaño del área de captación, del gradiente del lecho del río, de la estructura geológica del área; de la morfología de la ribera, etc.

Las riberas no se desarrollan uniformemente con respecto a la altura y la pendiente; es común encontrar secciones de un río en el cual la pendiente de una orilla varía suavemente hacia el lecho el río, mientras que la orilla opuesta presenta cambios bruscos de pendiente.

4. Un perfil simple y relativamente poco profundo como el que se presenta en la figura 8, se encuentra frecuentemente en corrientes grandes y ríos pequeños con flujos rápidos. Este tipo de perfil es más adecuado para establecer bosques riparios que sirven tanto para el control de erosión y como elemento embellecedor del paisaje. El curso de agua se encuentra bordeado por una

hilera de árboles y algunas veces arbustos que crecen en la cresta de rebosamiento de la orilla.

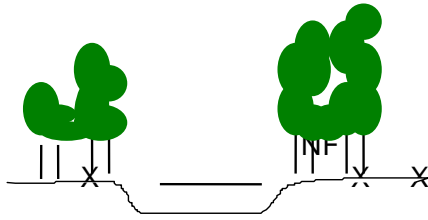


Figura 8: Perfil simple de un cauce natural de un río.

Los bosques de este tipo de perfil tienen muy bajo potencial de producción comercial. A lado de los cursos de agua de este tipo de perfil, se puede establecer a partir de la primera hilera de árboles, bosques riparios, ubicados en las áreas afectadas por crecidas, o zonas de depósito de arenas y grava etc. Estos bosques pueden tener cierto valor económico o productores de madera.

5. La figura 9 muestra un perfil irregular de un río sin o con cierto grado de formación de cauce parcial; éste es básicamente el perfil doble que es característico de grandes ríos, sobre todo los que transportan gravas con grandes fluctuaciones de la tasa de flujo.

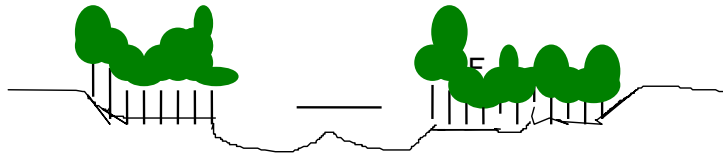


Figura 9: Perfil irregular de un cauce natural.

Los meandros del curso de agua y áreas de depósito de gravilla hacen que el curso sea desviado de un lado para otro del lecho del río, pudiendo alcanzar cientos de metros de extensión.

A lo largo de este tipo de cursos de agua, las condiciones son favorables para el desarrollo de bosques riparios muy extensos, ofreciendo principalmente dos funciones:

- Ayudar a la estabilidad de las orillas del cauce interno; contra la erosión a un nivel normal del agua.
- Estabilizar los bordes del perfil contra los efectos de las crecidas.

Además de la función de estabilizar, estos bosques tienen un potencial económico significativo debido a las áreas tan extensas disponibles para su desarrollo.

6. El perfil de la figura 10 es el de un río que tiene un cauce muy profundo -situación muy común en áreas agrícolas y de montaña-. Los bosques riparios se extienden a toda la orilla del río, presentando una función exclusiva de conservación del suelo en todo el perfil. Este perfil ejemplariza el efecto de abrasión preventiva que proporciona n los árboles en zonas litorales y supra litorales.

Estos bosques compuestos de árboles y arbustos, tiene poco significado económico, aunque pueden suplir la demanda local de madera.

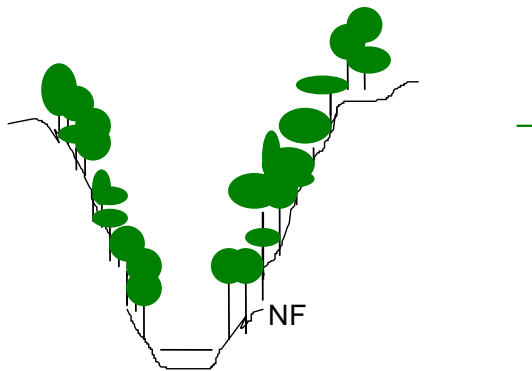


Figura 10: Perfil de un río con cauce natural profundo.

7. El perfil de la figura 11 característico de los curso de agua que se forman en las cuchillas estrechas de las partes altas de una cuenca, aunque también se puede encontrar en las partes bajas del río grande donde éstos confluyen a un valle, con pendientes fuertes y encañonadas. Al menos una de las orillas pendientes es continua con la banca del río en su base.

Los árboles que bordean se convierten en una efectiva protección de la ribera, predominando en estos bosque las especies de la sucesión natural.

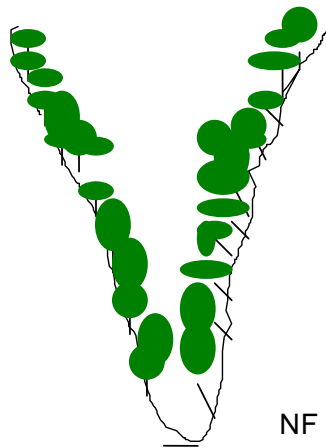


Figura 11: Perfil característico de los cursos de agua que se forman en las cuchillas estrechas de la parte alta de una cuenca o también en zonas bajas con laderas empinadas por donde el río converge encañonado al valle.

8. MODELOS PARA DETERMINAR EL ANCHO DE LA FRANJA DE ÁREAS DE RIBERA.

Para atenuar los efectos negativos generados por la alteración de la vegetación de ribera, se ha propuesto el restablecimiento de esta vegetación en las riberas de las corrientes fluviales, y los reservorios. en este caso se habla de las fajas de vegetación riparia, cuyo ancho depende fundamentalmente de la longitud y grado de pendiente, de la velocidad de infiltración de los suelos, de la intensidad de la precipitación en ala zona, de la cantidad de escorrentía, etc.

La faja de cobertura vegetal debe tener un ancho que sea capaz de convertir el escurrimiento superficial en subsuperficial, sobre todo el que proviene de áreas desprovistas de vegetación.

Herrero (1983), propone que el ancho de la faja debe ser la tercera parte de la longitud, en proyección horizontal, de la distancia que media entre la margen de agua y la divisoria de aguas como aparece en la figura.

De acuerdo a estudios realizados, el ancho mínimo de la faja forestal de protección en riberas y reservorios se ajusta a los siguientes parámetros:

-Ríos de 1er orden y embalses	30 m
-Ríos de 2do orden	20 m
-Ríos de 3er orden	10 m

En el mismo trabajo de Herrero (1983), aparece el modelo para determinar el ancho de la faja forestal de protección (a). Ver figura 12

$$a = \frac{L(i - W_m)}{W_f - W_m}$$

Donde:

- a: ancho de la faja forestal de protección
- L: distancia horizontal entre la margen del agua y el primer parte de agua (divisoria de aguas).
- W_f: velocidad de infiltración de los suelos de la faja forestal.
- W_m: velocidad de infiltración media de los suelos del perfil.
- i: intensidad de la lluvia (máxima).

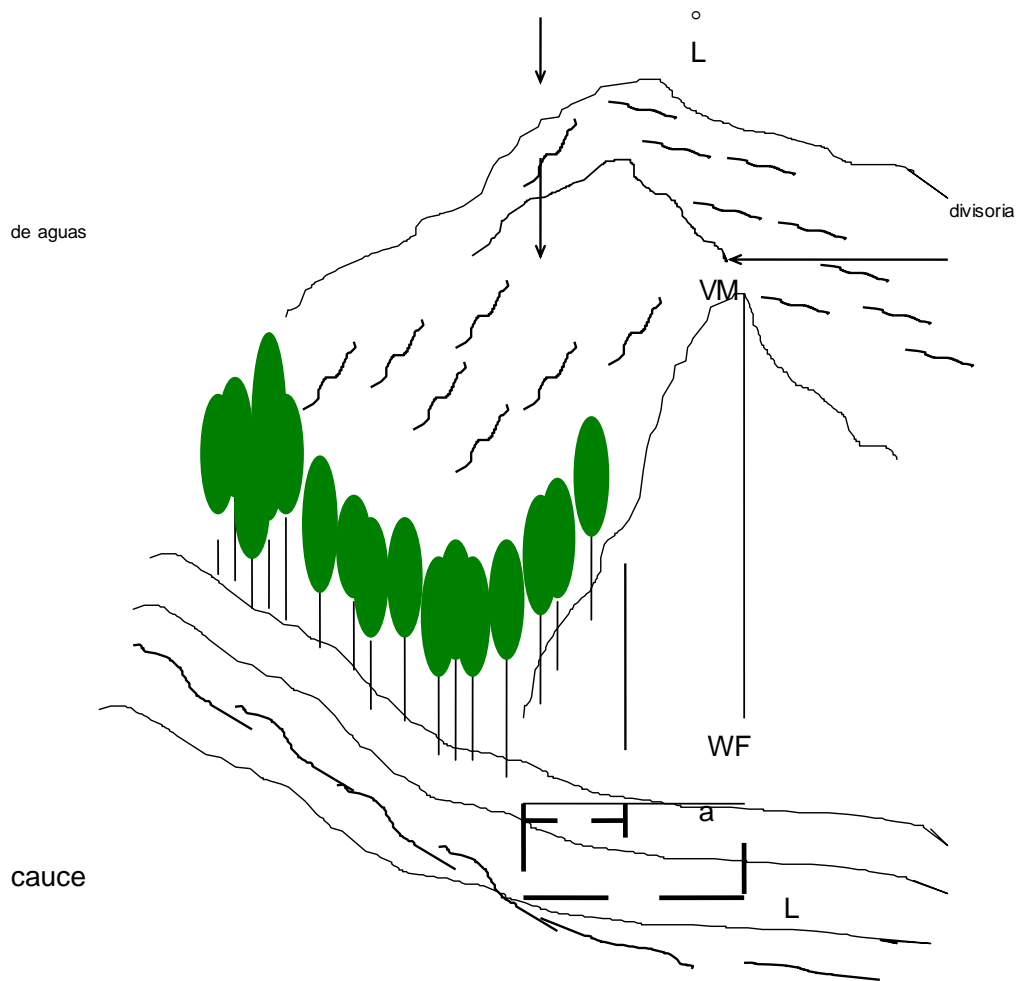


Figura 12: Esquema de la faja forestal protectora con vegetación riparia.

Molchanov (1963), propone una fórmula para determinar el ancho de la faja forestal que debe absorber el escurrimiento superficial proveniente de una área desarborizada (P), de la siguiente forma:

$$P = 0.028 \frac{e L \sqrt{i}}{K}$$

Donde:

- P: ancho de la faja forestal.
- e: caudal por ha. del área deforestada.
- i : pendiente media de la ladera (%).
- K: coeficiente de infiltración (mm/min).
- L: longitud de la pendiente desarborizada.

Es claro que el factor mas importante en la efectividad de los cinturones de infiltración o fajas protectoras es su ancho. Bolesta (1964), especifico un ancho promedio de 30 mts. Karenski (1964), estudio los bosques riparios de **Pinus nigra** en pendiente con diferentes inclinaciones; el área de estudio presentó una precipitación de 18 mm, con una intensidad de 1.1 mm/min. Se recomendó para la región 20-25 m de cinturón para un área de cultivo de 100 mts. de largo y con una pendiente de 10° , 40 mts de cinturón para pendiente de 10-20° y 40-50 mts para pendientes superiores a 20°.

Chinnick (1985) presenta una fórmula para predecir la extensión de la faja ciliar así:

$$\text{Ancho faja ciliar (m)} = 8 + (\text{pendiente (\%)} * 0.6)$$

Shakson (1989) ilustra en la siguiente figura la eficacia de las fajas ciliares de acuerdo al concepto de "jerarquía de microcuencas superpuestas" en seis categorías: cuando se considera una microcuenca unidad física de planeación del uso de la tierra, se debe recordar que ella como un todo, está en realidad formada por una colección de microcuencas cada vez menores, hasta que la menor escala está representada por la propia rugosidad natural de la superficie del suelo. La eficacia del manejo sistémico o integrado de la microcuenca como un todo aumenta de menor para mayor escala. **La eficacia de la faja ciliar estaría colocada en la V categoría.**

De esta forma se puede concluir que el funcionamiento armónico de la microcuenca como un todo debe, necesariamente, depender no solo de la presencia de la faja ciliar, sino de otras medidas de control, que se deben tomar a lo ancho de toda el área. La sumatoria de las microcuencas hidrológicamente armónicas, finalmente, resultaría en la armonía hidrológica de la microcuenca.

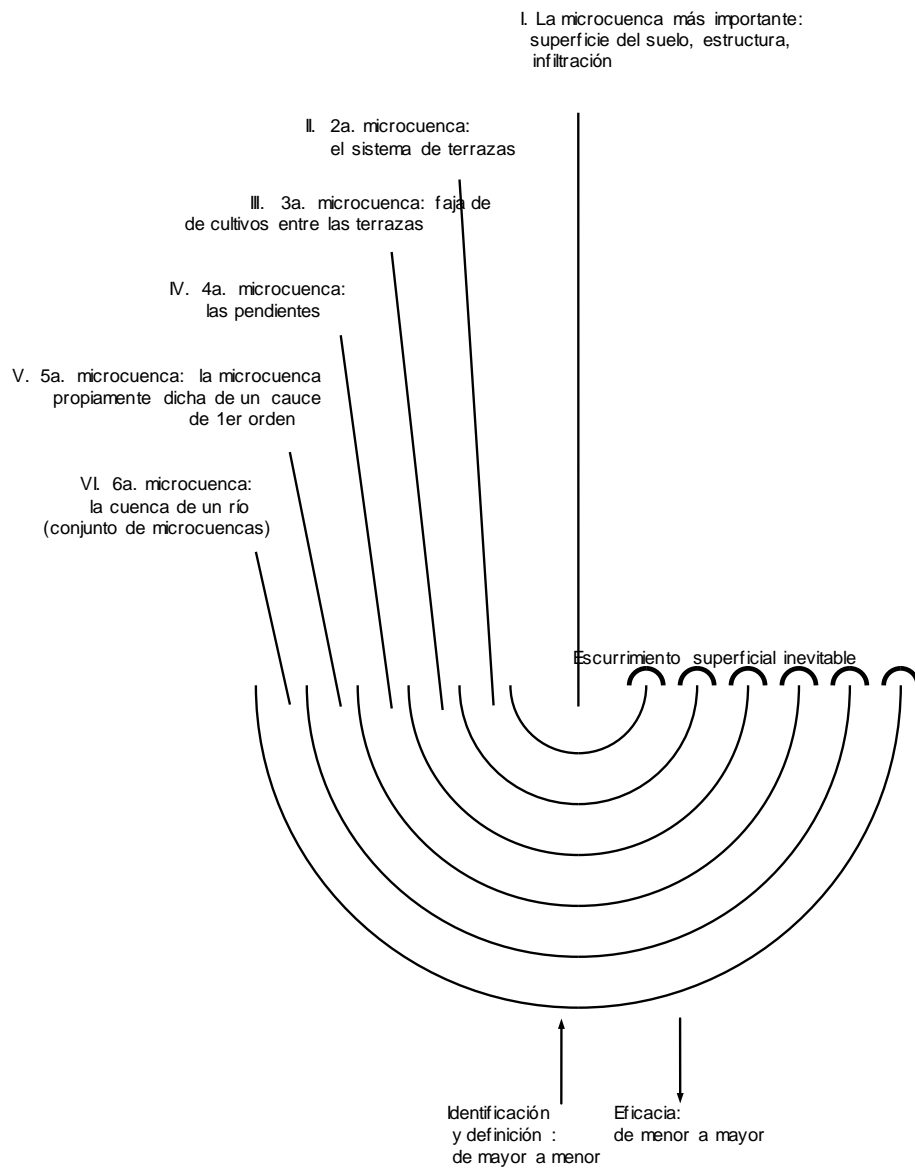


Figura 13: Esquema de jerarquía de microcuencas superpuestas

9. VEGETACIÓN DE RIBERA EN REPRESAS O EMBALSES (RESERVORIOS DE AGUAS)

Se entiende por reservorios los ecosistemas lénticos acuáticos como lagos, lagunas, embalses, represas, nacimientos de agua, jagueys.

Los reservorios y su construcción presentan muchos problemas, cuya solución requiere de la participación bioingenieril. Para proteger las aguas del reservorio se deben desarrollar bosques riparios a lo largo de sus orillas de acuerdo al objetivo y paisaje del reservorio.

Así como la banca de las corrientes de agua, en las orillas de los reservorios, juega un papel muy importante la vegetación herbácea hidrófila, si las condiciones son aptas para su desarrollo; esta vegetación contrarresta el movimiento turbulento del agua y mantiene el suelo agregado con el sistema radicular.

Se debe investigar el tipo de flora hidrófila adecuada para las orillas de un reservorio, de acuerdo a condiciones de clima y suelo.

Los bosques riparios en los reservorios cumplen un papel similar al de los cinturones de infiltración, reduciendo el flujo superficial que proviene de las partes más pendientes. También reducen la evaporación de las superficies de agua libre, especialmente en zonas de clima muy calientes.

Al rededor de los reservorios, cuando no son utilizados para agua potable, la vegetación de ribera, más que hidrorreguladora cumple con funciones de recreación, es embellecedora del paisaje y por tanto de gran valor escénico.

9.1. CONTROL DE LA ABRASIÓN POR LA VEGETACIÓN DE RIBERA

El control de la abrasión es el aspecto más importante de todos los efectos de protección que brinda la vegetación de ribera a la orilla de los reservorios.

Los reservorios mantienen sus orillas continuamente expuesta al efecto del viento y a las corrientes de difusión turbulenta y contracorrientes generadas por la acción del movimiento de las olas. Las pérdidas de suelo bien sea por movimientos de olas o por remoción de tierras, produce deslizamientos sobre las bancas desprotegidas de las orillas de los reservorios.

Una protección efectiva de las orillas del reservorio se logra solamente sobre la base de un análisis minucioso de las condiciones de la orilla del reservorio.

Teniendo cuenta todos los factores que facilitan la acción negativa de la abrasión y erosión, la margen de la orilla en toda su extensión de un reservorio se puede agrupar de acuerdo con la pendiente, condiciones geológicas, tipo de

suelo etc., dentro de unas pocas categorías para proponer la forma de proteger cada una de estas categorías de las bancas en los reservorios.

Popov (1955), clasificó la relación de la vegetación de ribera con el tipo de banca en los reservorios, en cinco categorías así:

1. Bancas con ángulos de inclinaciones hasta 4° ; pendiente suave.

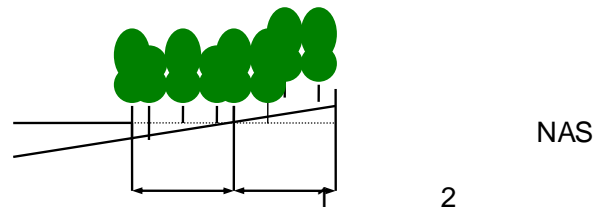


FIGURA 14: Banca con inclinación suave.

NAS: nivel del agua del suelo.

1 : cinturón inundado.

2: zona que rodea el cinturón anegado.

2. Bancas pendientes: subdividida en dos rangos de ángulo de inclinación: $4-20^\circ$ y 20 a 45° respectivamente.

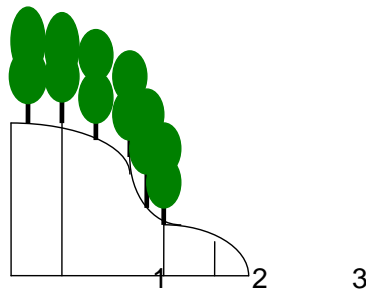


FIGURA 15: Banca pendiente.

1: parte del bosque ripario más allá de la banca

2: zona de la banca no sujeta a destrucción

3: zona de la banca sujeta a destrucción

3. Bancas pendientes con ángulo de pendiente moderado.

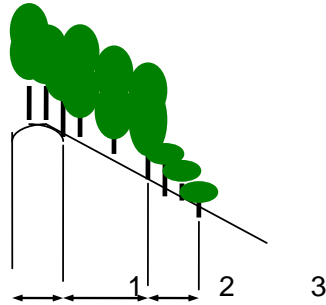


FIGURA 16: Banca pendiente con ángulo suave
1: parte del bosque ripario más allá de la banca.
2: zona de la banca no sujeta a destrucción.
3. ángulo pendiente.

4. Bancas empinadas, con una pendiente superior a 45°.

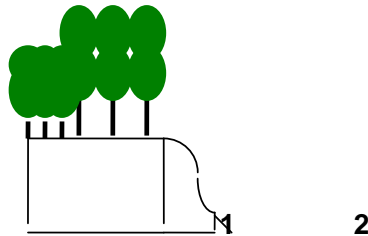


Figura 17: Banca empinada. Pendientes mayores de 45°.
1: parte del bosque ripario más allá de de la banca.
2: zona de la banca sujeta a destrucción

5. Bancas de deslizamientos.

Después de tener una vista general de los tipos de bancas, es posible considerar los métodos para protegerlas. Básicamente, los métodos disponibles incluyen sistemas inertes, biológicos o combinaciones. Los sistemas inertes de protección incluyen gaviones y piedra apilada que cumple la función de rompeolas. Los sistemas combinados se basan en estructuras inertes complementados por la vegetación. Los bosques riparios pueden resultar menos costosos que las estructuras mencionadas y presentan la ventaja adicional de contribuir a la estética de las áreas del reservorio.

La vegetación riparia opera en dos formas diferentes, en lo que respecta a la estabilización de la banca:

- Sirve de barrera rompe olas
- El sistema de raíces estabiliza el suelo

Cuando se plantan los árboles en condiciones riparias, se debe tener en cuenta la tolerancia de las especies a la inundación y a condiciones de anegamiento para el desarrollo radicular. Muchas especies crecen en la zona comprendida entre el nivel superior de almacenamiento del reservorio y a nivel máximo de capacidad de almacenamiento.

La ubicación de la parte del bosque que ejerce resistencia a la abrasión con respecto al grupo de variación del nivel del agua es muy importante. La experiencia ganada en numerosos países muestra que en aquellas partes de la pendiente sujeta a abrasión, en virtud de su ángulo de inclinación, tipo de suelo e intensidad de la acción de las olas, no se deberían plantar con árboles, ya que no resistirían la abrasión. Se prefiere en esas áreas establecer vegetación herbácea.

La parte de bosque riparios que controla la abrasión se podría ubicar entre la banca de fluctuación del nivel superior de almacenamiento y el nivel de retención más alto del reservorio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arboleda O. María O. 1993. Importancia de la vegetación de ribera en la estabilidad de las orilla de la quebrada Piedras Blancas. Antioquia. Co. Tesis Ingeniería Forestal . Univ. Nacional. Medellín.
- Bano de. Leonard y Schmidt Larry. 1993. Recuperación de áreas en cuencas hidrográficas en el suroeste de Estados Unidos por medio de vegetación de ribera. USDA Forest Service. General Technical Report. RM-182. 129 p.
- Clinnick, P. F. 1985. Buffer strip Management in forest operations: a Review. Australian Forestry. 48(1):34-45.
- Giraldo L. Luis Gonzaga. 1990. Vegetación de ribera: importancia en la estabilidad de taludes. Notas técnicas. Curso Influencia de los bosques. Ing. Forestal. 17 p.
- Hausenberg Itzjak. 1988. Relaciones suelo-agua-planta. Israel . Ministerio de Agricultura. Conductividad hidráulica y permeabilidad del agua en el suelo. 16 p.
- Herrero. J. A. et al. 1983. Ancho de la faja forestal. Boletín técnico forestal. Cuba. No. 2:1-5
- Lima Walter de P. 1986. Principios de hidrología florestal para o manejo de bacias hidrograficas. Piracicaba. Estado de Sao Paulo. 242p.
- Macedo Antonio C. y Kageyama Paulo.1993. Revegetacao matas ciliares e de protecao ambiental. Sao Paulo. Fundacao Florestal . 25p.
- Molchanov, A.A. 1963 The hydrological role of forest. Israel Program for Scientific Translations. 405 p.
- Riedl y Zachar. 1984. Forest amelioration. Riparian stands. 423-453 p. Elsevier.
- Reichardt klaus. 1987. El agua en sistemas agrícolas. Sao Paulo. Edit. Manole. 65p.
- Shaxson et al. 1989. Land husbandry. A framework for soil and water conservation. Iowa soil and water conservation society. 64 p.
- Platts et al. 1987. Methods for evaluating riparian habitats with applications to management. USDA For. Serv.General Technical Report. INT. 221. 175p.

TEMA V

BOSQUES Y RENDIMIENTO HIDRICO EN LA CUENCA HIDROGRAFICA

Curso de HIDROLOGIA (R1010)

Profesor: Luis Gonzaga Giraldo López. Profesor Asociado. M. Sc. Univversidad Nacional de Colombia. Medellín

INTRODUCCION: MANEJO DE COBERTURAS VEGETALES Y RENDIMIENTO DE AGUA

Es notable el papel que juegan los bosques o coberturas vegetales sobre la regulación hídrica en las cuencas hidrográficas. La capacidad de regulación se debe en primer lugar a las distintas formas vegetales de los ecosistemas forestales (líquenes, musgos, plantas rastreras, parásitas, bejucos, trepadoras, arbustos y árboles), plantaciones forestales comerciales, sistemas agroforestales, propiciando la interceptación, almacenamiento y distribución del agua lluvia. En segundo lugar, la formación de la hojarasca o “litter”, su fragmentación, descomposición y formación de los suelos forestales con gran capacidad de retención de humedad en la zona radicular y control de la esorrentía superficial. En tercer lugar, la capacidad de infiltración de las aguas lluvias generada por los sistemas radiculares, propiciando la percolación profunda y alimentación de acuíferos.

Estos procesos posibilitan el control muy eficiente de los componentes del rendimiento hídrico a nivel de una cuenca hidrográfica, especialmente en la regulación de caudales máximos y control de avenidas.

Por ello la manipulación de los diferentes usos del suelo (pastos, cultivos, combinación de cultivos y árboles , plantaciones forestales, bosques secundarios y rastrojos) en una cuenca debe obedecer a diferentes tipos de tratamientos, con el fin de minimizar los efectos de los cambios de estos usos sobre la cantidad de agua. Una vez realizados cambios en el uso del suelo es necesario ejercer un monitoreo del impacto sobre el

comportamiento del rendimiento hídrico.. Por ello se requieren conocer métodos de calibración, sistemas de instrumentación y tipos de tratamientos a realizar en las cuencas hidrográficas.

1. CARACTERISTICAS DEL RENDIMIENTO HIDRICO

El rendimiento hídrico se define como la descarga de una corriente fluvial en una sección transversal y calculada para un período de tiempo específico: un día, un mes, una estación o un año; o para un número determinado de tales intervalos. El rendimiento promedio es una medida de volumen de escorrentía directa, la cantidad de agua disponible para el consumo y uso múltiple.

El rendimiento hídrico se refiere al caudal específico y se utiliza para comparar el régimen hidrológico de las cuencas. Se expresa en $m^3/seg./Km^2$ o $lt/seg./ha$.

La lámina de agua escurrida en mm. = Volumen escurrido / área drenada

El rendimiento de agua total tiene varias componentes que se pueden considerar con el fin de detectar los efectos de los bosques o coberturas vegetales:

1. La descarga total de flujo en horas, días, meses, estación, años;
2. Flujo superficial e interflujo (también denominado flujo lateral o flujo subsuperficial). Los dos forman la **escorrentía directa** para períodos similares.
3. Descarga de flujo base para períodos similares.
4. Descarga de flujo generado por una precipitación para lluvias individuales.
5. Duración de la descarga y período de rezago.

En la figura 1 se pueden precisar las componentes del rendimiento hídrico total y del balance hídrico:

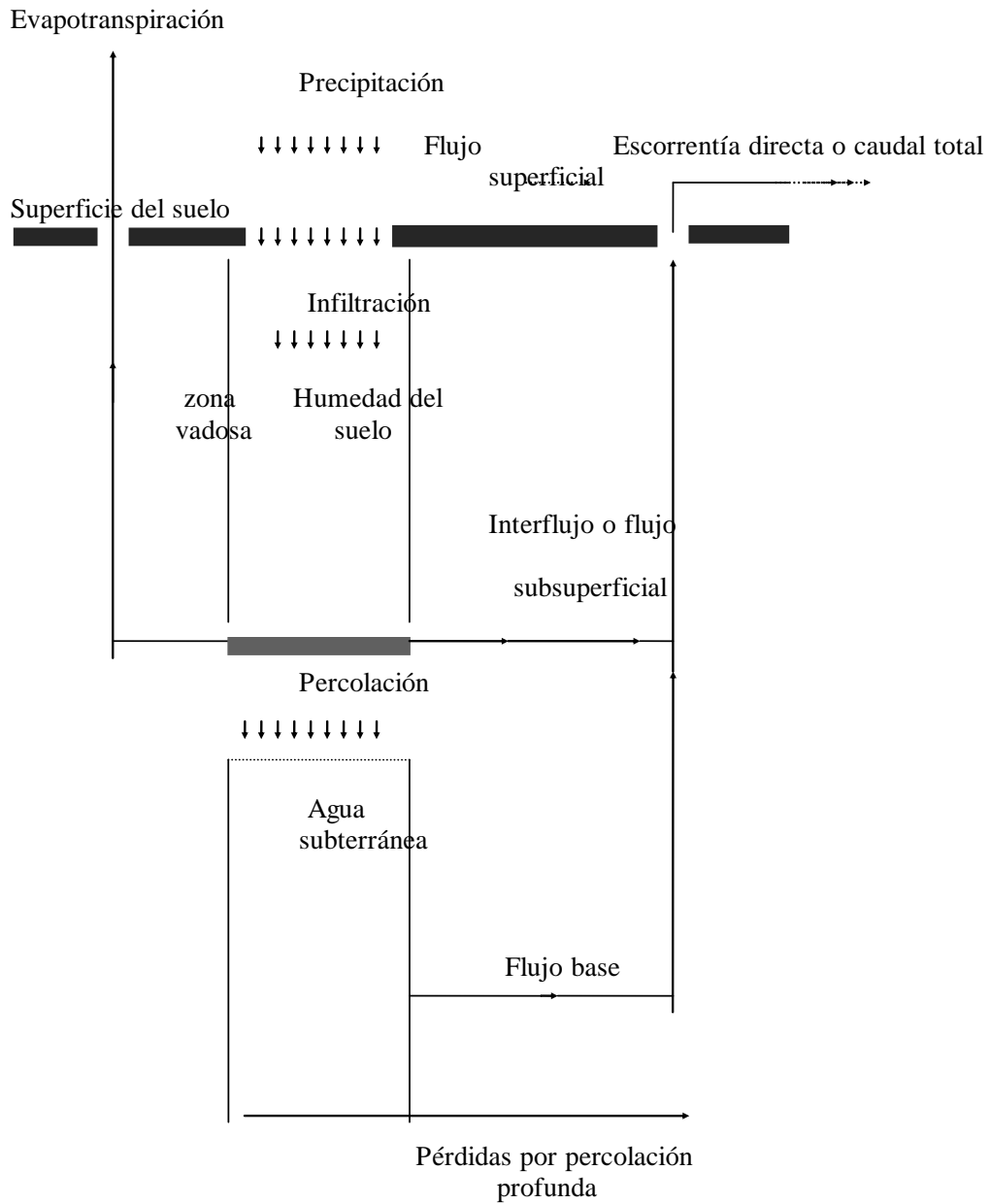


Figura 1. Componentes del ciclo hidrológico en una cuenca hidrográfica.

2. BALANCE HIDRICO ANUAL DE UNA CUENCA

El balance hídrico anual de una cuenca se puede expresar en forma simplificada así:

$$P - Q - ETP = 0$$

donde:

P: Precipitación anual media

Q: Caudal total anual - “Producción” de agua por la cuenca

ETP: Evaporación media anual (consumo de agua)

Según Langford et al., 1980, el valor de 1100 mm/año puede ser el equivalente medio representativo de Evapotranspiración de un bosque de eucalipto adulto, con buena densidad, en condiciones de clima templado, y en condiciones de precipitación anual superior a 1200 mm.. En latitudes menores (tropicales) la Evapotranspiración anual tiende a aumentar, llegando hasta un valor testigo situado alrededor de 1500 mm/año como se puede desprender de la tabla 1.

Esta tabla 1 Lima, 1993 reúne los resultados de balance hídrico medio anual de cuencas hidrográficas como se definió en la ecuación anterior y que contienen diferentes tipos de bosques, en diferentes partes del mundo.

Se puede analizar que bosques naturales de especies latifoliadas mixtas de climas templados, representan un valor medio anual cerca de 1000 a 1100 mm. para evapotranspiración, bajo una precipitación media anual superior a 1500 mm..

En climas más calientes, vegetación más abierta, de sabana, presenta una evapotranspiración anual media del orden de 1000 mm..

Los bosques tropicales, aparentemente llegan a un límite de 1500 mm. de evapotranspiración anual media.

Duque, A.P. y Giraldo, L.G., 1992, encontraron para dos microcuencas de Piedras Blancas, Antioquia, la cubero y la veta, con una cobertura vegetal dominante de coníferas, valores de 1091 y 875 milímetros de Evapotranspiración media anual

respectivamente. Por los modelos de Penman y Penman-Monteith los valores fueron de 1101 mm. y 753 mm. respectivamente; utilizando los valores diarios de la evapotranspiración de tanque clase A, se encontró un valor de 1151 mm. anual.

La precipitación media anual en Piedras Blancas fue de 1565 mm. para 1991.

Los anteriores resultados permiten concluir que los valores de consumo de agua de estas cuencas andinas están dentro de los rangos máximos encontrados para otras cuencas tropicales del mundo.

Para una cuenca hidrográfica localizada en la región tropical de Africa occidental, con precipitación anual que alcanza casi 6000 mm., la evapotranspiración anual fue de apenas 1011 mm.. Lima, 1993, expresa que esa cuenca es una de las de mayor rendimiento hídrico en el mundo.

Tabla 1. Balance hídrico medio anual de cuencas hidrográficas que contienen diferentes tipos de bosque. (Adaptada de Lima, 1993)

LUGAR	P	Q	ET	VEGETACION
		(mm/año)		
Arizona, EEUU	549	34	515	Chaparral
Arizona, EEUU	639	71	568	Coníferas
California, EEUU	648	64	584	Chaparral
Arizona, EEUU	813	86	727	Coníferas
Ohio, EEUU	970	300	670	Latifoliadas
Japón	1113	290	823	Coníferas
Georgia, EEUU	1219	467	752	Latifoliadas
Carolinadel Norte	1895	775	1120	Latifoliadas
Africa del sur	1166	178	988	Campo
Africa del sur	1390	590	800	Sabana
Reino Unido	2181	1325	856	Coníferas
Nueva Zelandia	2600	1600	1000	<i>Podocarpus</i>
Japón	2627	2075	552	Lati+Coníferas
India	1535	469	1066	<i>Shorea sp.</i>
Madagascar	1882	844	1038	Campo
Quenia	1905	416	1489	Bosque tropical
Amazonia	2089	541	1548	Bosque tropical
Malasia	2156	1076	1079	Bosque tropical
Quenia	2198	699	1503	Bosque tropical
Quenia	2598	1540	1038	<i>Pinus patula</i>
Queensland,	3900	2372	1502	Bosque tropical
Africa Occidental	5795	4649	1011	Bosque tropical
COLOMBIA				
La cubero,	1565	543	1091	Lati+
La Veta,	1504	676	875	Lati+

3. METODOS PARA DETECTAR LOS EFECTOS DE LOS BOSQUES SOBRE EL RENDIMIENTO HIDRICO

Para detectar los efectos del bosque sobre las características del flujo o caudal, normalmente son necesarias tres operaciones:

- Calibración de la cuenca
- Tratamiento de la cuenca
- Análisis de los datos resultantes para detectar cualquier cambio que el tratamiento silvicultural pueda ejercer sobre el flujo y el rendimiento hídrico.

3.1 METODOS DE CALIBRACION

Calibración es la determinación de la relación normal entre las características del flujo y las otras variables. Se han empleado varios métodos para ello. Un grupo limitado de estudios se ha basado en una sola cuenca; en este caso la cuenca se calibra con datos climáticos. Es un método informativo.

La instrumentación de la cuenca debe hacerse cuidadosamente y debe incluir: pluviómetros, pluviógrafo y una estación hidrológica compuesta por tanque tranquilizador para diseño del vertedero, instalación de la mira y del limnógrafo (Reigner, 1964).

El otro método se basa en **pares de cuencas o cuencas pareadas** (Hewlett, 1982).

Se seleccionan dos cuencas comparables y se miden con mucha precisión las variables hidrológicas de interés, obviando las influencias del clima o de la precipitación durante un período llamado de calibración; éste puede variar de 2 a 5 años; en una segunda fase se entra al período de tratamiento; la cuenca que se va a tratar es sometida a una modificación del porcentaje de cobertura vegetal. Este método ha sido exitoso en Sur Africa; en Kenia se establecieron dos cuencas y en Tanzania una.

Para lograr precisión en el aislamiento de los efectos del tratamiento, las condiciones climáticas durante el período de tratamiento podrían ser similares a aquellos que prevalecen durante el período de calibración.

En regiones húmedas el número anual de eventos lluviosos supera los 100, lo cual indica que un máximo de tres años se requerirá como período de calibración.

Durante el período de calibración se evalúa el comportamiento del caudal anual o flujo en ambas cuencas y por el modelo obtenido durante este período es posible determinar la diferencia de evapotranspiración entre las condiciones de cobertura forestal original y aquella después del tratamiento.

El éxito del método se basa en la alta correlación que normalmente existe entre la descarga anual de la cuenca X y la descarga anual de la cuenca C (Q_X y Q_C), cuando la cobertura forestal es la misma. Esta correlación es evaluada durante el período de calibración por análisis de regresión simple y la ecuación de predicción resultante es utilizada para determinar el cambio en el rendimiento después del tratamiento. En cuencas cuidadosamente seleccionadas el modelo “ETP= P - Q” da un valor aproximado, razonable de la evapotranspiración anual, como también permite la evaluación del efecto del tratamiento aplicado.

En este caso la evapotranspiración en el período de tratamiento se evalúa así:

$$\Delta \overline{ETP}_X = - (Q_X - \hat{Q}_X)$$

donde:

$\Delta \overline{ETP}_X$: cambio de la evapotranspiración en la cuenca X o sea la cuenca que recibió el tratamiento.

Q_X : es el caudal de la cuenca X o cuenca tratada durante el período de tratamiento.

\hat{Q}_X : es el caudal anual estimado por el modelo de regresión lineal durante el período de calibración.

Hewlet, 1982, en la Figura 2 ilustra un experimento resuelto (ver página 31) para mostrar el cambio de ETP_X como resultado del reemplazo de cobertura forestal por pastos.

3.2 TIPOS DE TRATAMIENTO

Diferentes tipos de tratamiento se aplican a la cuenca experimental(Oyebande,1988):

Cortas de aclareo de la vegetación de una gran área o aún de toda la cuenca es uno de los métodos de tratamiento. También se usa la tala de una faja; éstas se pueden alternar con fajas sin talar de dimensión similar.

Ejemplos de experimentos con cortas totales en bosque húmedo tropical incluyen la Cuenca Lien-Hua-Chi en Taiwan Central; Cuenca Mbeya en Tanzania; experimentos en IITA en Ibadán, Nigeria; experimentos en Doon Valley en la India; y múltiples experimentos en cuencas de la Guyana francesa.

Una entresaca selectiva o explotación selectiva del bosque: basada en especies o edad o calidad y en algunas ocasiones la tala de un bosque selectivo se puede adoptar como método de tratamiento en una cuenca experimental.

El experimento “el hombre y la biosfera” en el este de Kalimantan, Indonesia, es un buen ejemplo de tratamiento de explotación selectiva. En otras cuencas se ha utilizado la aplicación de tratamientos químicos y en algunos casos se ha investigado el efecto de las quemas.

La sustitución o cambio de cobertura: es otro tipo de tratamiento común en las regiones húmedas tropicales, donde se selecciona té, pino, bambú, etc., como es el caso de las cuencas de Kericho y Kimakia en Kenia. También se experimentó en Dihra, Dun, India, donde el bosque fue cortado y el área fue reforestada con *Eucaliptus grandis* y *Eucaliptus camandulensis*.

La remoción del “litter” u hojarasca es otro método de tratamiento que puede ayudar a evaluar separadamente los efectos del dosel de aquellos del suelo forestal, en bosque tropical.

Finalmente, **la aforestación** se ha aplicado como tratamiento principal en muchos experimentos en cuencas tropicales, cuyo objetivo es la recuperación de áreas degradadas. Estos experimentos requieren períodos más largos de observación debido al crecimiento lento; en este caso conviene fundamentar este tipo de experiencias en los principios de la sucesión ecológica y los grupos de especies vegetales. Consultar los experimentos reportados por Hibbert,1967; Nakano,1967;Hamilton y King, 1983;Bruijnzeell, 1986; Blackie, Edwarrs and Clark, 1981; Lal, R. y Russell E.,1981; Swank,1988;Lima, 1993.

4. EFECTOS DE LOS BOSQUES O COBERTURAS VEGETALES SOBRE EL RENDIMIENTO HIDRICO

La actualización de Hibbert, 1967 y Bosh y Hewlett, 1981, analizando 94 experimentos en cuencas experimentales del mundo, les permitió extraer las siguientes conclusiones sobre el tema:

- Los bosques de coníferas, los bosques decídúos de maderas duras, matorrales o rastrojos y pastos presentan (en ese orden) una influencia decreciente sobre el rendimiento hídrico en la áreas originales en las cuales se manipulan estas coberturas. [Ver la figura 3 presentada por Hamilton y King, 1983.](#)
- Cambios en la cobertura vegetal del 10% generan disminución en el rendimiento hídrico anual de 40 mm. para bosques de coníferas y eucaliptos; de 25 mm. en bosques decídúos y de 10 mm. en matorrales y pastos.
- El aumento en el rendimiento hídrico es proporcional al porcentaje del área de la cuenca talada y parece que la relación es de 1.5 mm. de incremento en el caudal durante el primer año, por cada 1% del área basal retirada.

- En la tala rasa se presentan aumentos mucho más significativos que en las talas parciales; pues se ha encontrado que reducciones en la cobertura forestal de cuencas del 20% no presentan incrementos en el caudal que pueden ser detectados por métodos hidrométricos.
- La respuesta del flujo o caudal a la deforestación o aforestación dependen tanto de la precipitación media anual de cada región, como de la precipitación del año en el cual se hizo el tratamiento.
- Los cambios en el rendimiento, bien sea incrementos debido a cortas o decrementos debido a plantación, son mayores en las áreas de mayor precipitación.
- Los cambios en el rendimiento hídrico son más persistentes en áreas más secas debido al recubrimiento tan lento de la cobertura vegetal, pero esto parece estar relacionado con la precipitación en el año específico del tratamiento. Debido a la gran variabilidad de la precipitación de un año a otro, en estas áreas se requiere aumentar los años de calibración y tratamiento para medir bien el efecto en años húmedos y secos en los cambios esperados del caudal.
- El decremento en el rendimiento hídrico después de una aforestación parece ser proporcional a la tasa de crecimiento de una plantación, mientras que las ganancias en el rendimiento hídrico después de una tala disminuyen en proporción a la tasa de recubrimiento de la vegetación.
- En las investigaciones revisadas se ha encontrado que el incremento logrado en el caudal durante el primer año después de la remoción de la cobertura, disminuye con el tiempo, y se ha detectado que esta disminución es logarítmica.
- El cambio anual más alto en rendimiento hídrico que se ha causado en una cuenca experimental por la manipulación de la vegetación fue de 660 mm/año, ocurrido en la cuenca No. 17 en Coweeta, Carolina del Norte, USA. Cambios de magnitud similar se han reportado en Oregon, USA y Sur Africa.

- En la figura 4, reportada por Hamilton y King, 1983, se aprecia el incremento medio anual del caudal durante 7 años de cortas anuales en la cuenca 17, Coweeta.
- Numerosos ensayos coinciden en expresar que los incrementos en rendimiento después de cortas parciales están relacionados con la localización de tales cortas respecto al área productora del flujo. Ciertas situaciones topográficas son característicamente más húmedas que las demás partes de la cuenca, pues reciben agua del drenaje de las partes más altas, además del suministro normal de precipitación. Tales lugares puede exhibir tasa altas de evapotranspiración, y el tratamiento en estas áreas puede resultar en un aumento considerable en la producción de agua.
- Otro aspecto importante es la orientación de la cuenca, pues en el laboratorio hidrológico de Coweeta se encontró que se obtiene mayor efectividad en cuencas con orientación norte, por estar más protegidas, con menor insolación.
- El tamaño promedio de cuencas usadas en experimentos para determinar los efectos de la cobertura vegetal sobre el rendimiento hídrico y evapotranspiración es de 80 ha., en un rango de 1 a 2500 ha. Dependiendo de la topografía, clima, suelos, una cuenca de 50 a 100 ha. Parece la selección más usual en experimentos en los cuales se vaya a evaluar la entrada y salida de aguas con el fin de calibrarla y luego inferir conclusiones a cerca de cambios en la cobertura vegetal.

5. RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS EN CUENCAS FORESTALES TROPICALES

Se presenta en este numeral la discusión de los resultados obtenidos en los pocos ensayos realizados en el trópico húmedo (Oyebande,1988):

Este de Africa: 1958-1974. Dos de los experimentos están en Kenia. Uno de ellos consistió en la sustitución de bosque húmedo tropical por plantaciones de té en Kericho y el otro por coníferas como pino patula en Kimakia. Un tercer experimento está en Mbeya, Sur de Tanzania, en el cual una de las cuencas era el testigo con cobertura de bosque natural y la otra con cultivos sin prácticas de conservación. Se comparó el

caudal y la producción de sedimentos. En los tres experimentos se utilizó la ecuación de balance hídrico, durante una serie de años, para evaluar la componente desconocida, particularmente el consumo de agua en las cuencas pareadas; también se utilizaron otros modelos para simular las respuestas de flujo.

En Kericho hubo una reducción promedia en el uso del agua (cerca a 11%) y algunos incrementos de agua durante la fase inicial del desmonte del bosque y limpieas.

La sustitución del bosque tropical por té no ha producido en el largo plazo una reducción del rendimiento hídrico. Se han presentado diferencias en interceptación (más baja en té) en época seca, que pueden alterar la distribución estacional del caudal, lo cual, para el caso de algunos usos del agua pueden significar un cambio importante en el rendimiento hídrico anual.

En Kimakia, la sustitución del bosque de bambú por pino patula inicialmente presentó una disminución del consumo del agua en 19%, lo cual significó un gran incremento del flujo (457 mm). Una vez que la cobertura de pino cerró (1967-1973) no se detectó una diferencia significativa en el rendimiento hídrico y el uso del agua calculado por Penman (E_0) fue de 76%; así, la tasa de evaporación de agua interceptada fue mucho mayor que la tasa de transpiración.

En Mbeya se sustituyó el bosque por cultivos permanentes y se detectó un gran incremento del rendimiento hídrico. La mayor parte del flujo fue producto del proceso de infiltración y del flujo subsuperficial, debido a la alta porosidad de los suelos derivados de cenizas volcánicas. Por otra parte el flujo base se duplicó en la estación seca. Bajo bosque el 28% de la precipitación anual originó caudal, mientras que para cultivos el porcentaje fue de 40% durante 1958-1968.

Ibadan, Nigeria: En Ibadan, Oeste de Nigeria, en 1979 se hizo una corta total de 44 ha en la cuenca y el incremento en el rendimiento hídrico fue significativo. Después de la tala, la escorrentía se incrementó en 340mm, o 23% de la precipitación anual. El flujo base se comportó en la cuenca así: 1979 = 0.1mm; 1980 = 0.12mm, 1981 = 3.22mm por mes. La degradación gradual de la estructura de la superficie del suelo propició el

incremento del flujo superficial. La reducción del uso del agua fue un factor importante del incremento en el rendimiento hídrico total.

Dehra Dun., India: Se calibró un par de cuencas con cobertura de rastrojo durante 8 años (1961-1968). Luego se retiró la cobertura y se reforestó con eucalipto. Esta reforestación produjo una reducción del caudal de 28%.

North Creek, Babinda, Queensland, Australia: En 1969 se seleccionaron dos cuencas con bosques húmedos tropicales para evaluar el efecto de la explotación y las talas. El período de calibración fue de 1969 a 1971. La explotación se hizo en Junio de 1971 y en 1973 el 67% de la cuenca fue talada. Las áreas tratadas de la cuenca permanecieron durante dos años completamente desnudas. La explotación produjo pocos cambios hidrológicos detectables, pero en los dos años siguientes la talas produjeron un incremento anual de agua de 10.2% o sea 293mm.

Posteriormente la descarga mínima semanal en la cuenca tratada incrementó de 40 a 60% para flujos menores de 5lts/seg después de la tala.

Africa del Sur: Se replicaron en el tiempo un conjunto de 6 cuencas para comparar el flujo. El experimento se inicio en Jonkershoek Reseach Station en 1940 y Cathedral Penk Research Station en 1951, para estudiar el manejo de las cuencas con coberturas de rastrojo y pastos. Las plantaciones se hicieron en un intervalo de 8 años para el ciclo de rotación de 40 años. Esto permitió comparar los efectos del pino y del eucalipto en sus diferentes etapas de crecimiento.

Nanni (1970), diseño un modelo simple para predecir el efecto de la aforestación sobre el rendimiento hídrico anual medio.

El modelo consiste en un conjunto de curvas que relacionan las reducciones del flujo medio anual, debido a la aforestación con la esorrentía media anual antes de la aforestación. La reducción máxima de flujo en los experimento de Sur Africa después de la aforestación está de acuerdo con los incrementos esperados en el primer año después de la tala.

Ver Figura 5, tomada de Reynolds y Thompson, 1988 : Curvas de Nanni utilizadas para predecir el efecto de la aforestación sobre el rendimiento hídrico medio anual en Natal.

6. COMPORTAMIENTO DEL RENDIMIENTO HIDRICO:PRIMER AÑO. PROMEDIO ANUAL, DISTRIBUCION ESTACIONAL DEL FLUJO DESPUES DE LAS CORTAS.

- Hibbert (1967), concluyó que 450 mm es el límite superior del incremento en el primer año después de la corta. Sin embargo anotó que deben prevalecer unas condiciones climáticas excepcionales para que puedan presentarse incrementos grandes.

El máximo valor de disminución del flujo anual de 45mm en el primer año se presentó en una de las cuencas tropicales en Africa, Kimakia (área: 35ha; elevación: 2440 m.s.n.m.; zona: montañosa alta y cobertura de bambú; precipitación media anual: 2014 mm; en 1956: 100% se taló y se plantó *Pinus patula*).

- La reducción máxima del rendimiento después de una aforestación es comparable en proporción a los incrementos del primer año después de una tala.
- Es importante considerar el comportamiento del caudal durante diferentes estaciones del año. Es posible que el rendimiento anual total permanezca sin cambiar mientras que el régimen de la corriente se altere tanto que el uso del caudal se verá muy afectado o mejorado. El papel de los bosques en este caso es similar al que cumplen la obras civiles en los cauces de la corriente.
- En cuanto a los cambios en el rendimiento promedio total anual, los experimentos con cambios de cobertura vegetal indican que existe cerca de 5 mm de cambio en el rendimiento anual por cada 1 % de cambio en la cobertura vegetal. Valores promedios obtenidos para aforestación en períodos más largos son más confiables al respecto. Se sugiere que cualquier cambio en la cobertura de menos de 15 % puede producir un cambio en el caudal.
- Es importante considerar el comportamiento del caudal durante las estacion o períodos secos del año. Dependiendo del vigor de una plantación, se pueden presentar reducciones substanciales en el rendimiento hídrico en el período seco

después de aforestar zonas de potrero o con rastrojo. Se ha reportado reducción hasta del 50 % del caudal en la estación seca.

En otros experimentos en el Este de África y Australia no se detectaron cambios en el flujo superficial, mientras que el flujo base se incrementó significativamente en la estación seca; esto está asociado a condiciones de buena estructura del suelo y alta capacidad de infiltración después del tratamiento. Al respecto no se puede generalizar debido a que la precipitación y las características de la infiltración juegan papeles diferentes dependiendo del sitio.

7. EXPERIMENTOS EN CUENCAS HIDROGRAFICAS CON SUSTITUCION O CAMBIO DE COBERTURA VEGETAL

Fritsch (1993), citado por Bruijnzeel (1997) desarrolló un gran experimento en Guyana Francesa. Diez microcuencas forestales con diferentes mezclas de vegetación y suelos pobremente drenados fueron instrumentadas con vertederos, durante dos años de calibración, previo a la ejecución de varios tratamientos, que incluían regeneración del bosque después del aprovechamiento, o agricultura de tala y quema, y conversiones a pradera o plantaciones de *Pinus caribaea* y *Eucalyptus grandiflora*, mientras que dos microcuencas permanecieron sin disturbar como testigos. Estos tratamientos permiten comparar el comportamiento del rendimiento hídrico sobre todo en el primer año después de la intervención y los cambios en la descarga pico.

Los tratamientos y resultados obtenidos fueron los siguientes: (ver figura 3, pág. 33)

- Microcuenca en la cual se hizo aprovechamiento del bosque seguido por la regeneración produjo incrementos mínimos en el caudal de 2 a 4 %, un incremento máximo en el tercer año, e incrementos no detectables a partir del quinto año. La descarga pico incrementó el 13 % en el primer año.
- Microcuenca en la cual se hizo aprovechamiento mecánico y quemas, el incremento en el volumen del caudal fue de 150 % durante el primer año. Con el establecimiento de la regeneración en los subsiguientes años, este valor cayó rápidamente a 40 % en el segundo año y a 16 % en el cuarto año. La descarga pico mostró un incremento de 42 % pero no durante los años siguientes.
- Microcuenca en la cual se establecieron cultivos durante dos años, los cambios en el volumen de flujo y la descarga pico asociados a la tala y quema fueron de 26 a 30 %.

- Microcuencas convertidas a plantaciones de *Pinus caribaea* y *Eucalyptus grandiflora*, después del desmonte y quema. Los incrementos relativos del volumen de flujo y la descarga pico después del desmonte, aparecen mucho más pequeños que los de los otros tratamientos. El incremento absoluto durante la primera estación lluviosa después del desmonte en las dos cuencas fue alto (560 - 620 mm) comparado con 245 mm de la cuenca con desmonte mecánico y quema en la cual se permitió la regeneración natural. El incremento en la respuesta hidrológica disminuyó con el tiempo en la medida en que las plantaciones tuvieron que ser desherbadas varias veces durante los años de tratamiento. Los incrementos correspondientes en la descarga pico fueron de 55 - 65 % durante los dos primeros años pero declinaron rápidamente posteriormente. En el año sexto, los incrementos en el caudal se tornaron despreciables.
- Microcuenca en la cual hubo conversión de bosque en potrero con pasto "*digitaria*". La respuesta de la excurrentía fue de magnitud intermedia. Después de la conversión los incrementos en el volumen del caudal permanecieron sustancialmente durante todos los primeros cuatro años (mayores de 50 %), con un valor un tanto menor (27 %) en el quinto año. Los niveles de las descargas pico fueron consistentemente el 75 % mayores que los esperados bajo condiciones forestales.

Ver Figura 3

8. Manejo de Plantaciones e hidrología: entresacas, áreas de ribera, impactos sobre el suelo

Efectos de los aclareos sobre el rendimiento hídrico de la cuenca

La remoción de la cobertura vegetal para establecer una nueva plantación reducirá la evapotranspiración temporalmente y por tanto se incrementará el rendimiento hídrico de la cuenca. Bosch y Hewlett (1982) demostraron esto para unos cien casos alrededor del mundo, incluyendo algunos ejemplos en los trópicos. Los datos más recientes confirman que el incremento inicial del rendimiento hídrico es proporcional a la cantidad de biomasa removida (Bruijnzeel 1996a).

Los incrementos reportados en el flujo durante los primeros tres años va de 125 a 820 mm por año, con un valor medio de cerca de 600 mm por año (Bruijnzeel 1990-1996). Mientras que hay una tendencia débil para que incrementos

grandes ocurran en áreas de precipitación alta, pero la dispersión en los datos es grande. Existen indicadores significativos de que la destrucción tan severa del suelo es tan importante como la precipitación después del aclareo .

Malmer (1992) compara los cambios en el rendimiento hídrico en los primeros 2.9 años de una plantación de *Acacia mangium*, después de cortar el bosque lluvioso en Sabah, Malaysia del Este, el cual había sido aprovechado selectivamente cerca de 6 años antes del estudio. Los diferentes tratamientos fueron:

1. Corte manual de madera seguida de plantación manual en líneas entre los desechos de troncos que fueron dejados para la descomposición.
2. Corta manual y extracción de madera con tractores "Crawler" seguido por la quema de los desechos de los árboles (sin la influencia del viento) y plantación.

Mientras que el incremento en la escurritía era más bajo durante los años secos para ambos tratamientos los incrementos medios fueron muy bajos para la extracción manual sin quema, más que para la cosecha mecánica seguida de quema (viz.445 vs. 1190 mm; Malmer 1992).

En el mismo experimento la vegetación secundaria de una cuenca adyacente fue afectada por un incendio forestal intenso, más o menos cinco años antes, fue quemado de nuevo experimentalmente antes de sembrar *Acacia mangium*. El incremento en el flujo de la corriente a través de los mismos 2.9 años fue de 1010mm (Malmer 1992). A pesar de que estas figuras ilustran el potencial de incremento de nutrientes perdidos, vía lixiviación después del aclareo bajo condiciones húmedas tropicales, particularmente donde esto se hace en conjunto con quemas

Efectos de las entresacas y cosechas del bosque

Los efectos hidrológicos de las entresacas en los bosques plantados son generalmente pequeños y efímeros, a menos que el tratamiento sea particularmente severo (mayor del 50% del área basal removida). Por ejemplo en plantaciones de *Pinus taeda* de 25 años de edad en el sur de Estados Unidos, Rogerson (1967) reportó un aumento en las cantidades relativas de la precipitación que atraviesa el dosel del 77% al 94% de la precipitación incidente al pasar de una densidad del rodal de 1556 a 124 árboles por ha. El solo tamaño de la tormenta explicó casi el 99% de la variación en la **precipitación que atraviesa el dosel**; aumentando considerablemente el área basal de plantación se incrementó este valor. En los trópicos, Veracion y López (1976) y Florido y Saplaco (1981) encontraron aumentos despreciables en la precipitación que atraviesa el dosel después de entresacar bosques naturales de *Pinus kesiya* de 10, 15 y 30 años de edad en las Filipinas, del 30% al 50% de la biomasa. Se obtuvieron aumentos significativos, sin embargo, cuando se removió el 70%. Similarmente, Bons observó solamente diferencias marginales en la precipitación que atraviesa el dosel en plantaciones maduras de *Pinus merkusii* de densidad entre 240 y 560 árboles por ha en Java. Ghosh et al. (1980) trabajando en bosque latifoliados (*Shorea robusta*) en el norte de la India, aplicó un tratamiento con el 20% de entresacas y encontró que la lluvia que atraviesa el dosel se incrementó desde el 72% al 81%. Sin embargo, a causa de una reducción del escurrimiento por el tallo (desde alrededor del 10% al 6% y no necesariamente relacionada con la entresaca), el cambio total en la disminución de la lluvia interceptada fue un modesto 5%.

Parecería, por consiguiente, que el efecto de la entresaca del bosque sobre la interceptación de la lluvia es mucho menor del que se esperaría sobre la base de una tasa promedio. Esto puede ser debido al hecho de que se compensa el efecto de una reducción de la biomasa del dosel con un incremento en la ventilación de la copa, y así reduciría la resistencia aerodinámica de la capa límite de los árboles restantes (Teklehaimanot et al. 1991). También, como lo anota Waterloo (1994) durante un estudio pre y post huracán de precipitación interna en plantaciones de *Pinus caribaea* en Fiji, el efecto de reducción de interceptación por el dosel es neutralizado (típicamente cerca de 1% a 2%) por

un aumento concurrente en la cantidad de agua interceptada por la capa de hojarasca. No solamente hace que el nuevo sistema de copas llegue a estar mas expuesto después de la apertura del dosel sino que también tenga una biomasa mayor capaz de almacenar mas humedad. Otro efecto de la entresaca debe ser la estimulación del crecimiento en el sotobosque (cf. Roberts 1983). Por lo tanto el efecto de la entresaca sobre la características del escurrimiento debe ser aun mas pequeño que el que produce sobre la interceptación de la lluvia.

Gilmour (1977) no observó ningún cambio en el escurrimiento por el tallo después de talar selectivamente un bosque lluvioso en el norte de Queensland. Subba Rao et al. (1985) informó un ligero aumento (cerca del 8.6%) en los flujos picos (pero no en el volumen del caudal) en el experimento de entresaca en el norte de la India al cual se ha hecho referencia. El efecto desapareció para el segundo año. Bajo condiciones subhúmedas el efecto de entresacas sobre el escurrimiento superficial será aún más pequeño que en áreas con lluvia adecuada porque los árboles que quedan tenderán a hacer uso de la humedad extra en el suelo producida por la entresaca (Bosch 1979) y entonces seran necesarios tratamientos todavía mas drásticos para lograr que el escurrimiento superficial se incremente significativamente (Stoneman 1993).

La cosecha del bosque es una medida más drástica. La remoción completa de la biomasa sobre tierra, mientras permanece el sistema radical intacto, llevará a un alto uso del agua por los arboles mientras rebrotan rapidamente su biomasa. El remplazo del matorral degradado con *Eucalyptus grandis* y *Eucalyptus camaldulensis* en norte de India produjo una reducción del escurrimiento superficial (especialmente flujos de crecida) de 26% durante los primeros cinco años. (Mathur et al. 1976; Mathur & Sajwan 1978). Sin embargo, cuando los árboles fueron cosechados este porcentaje se elevaria al 68% en el primer año y al 47% en el segundo año. El efecto habría desaparecido para el tercer año después de la cosecha (Viswanatham et al. 1980,1982).

Manejo de zonas riparias o de ribera

Los beneficios hidrológicos de mantener una zona de amortiguación de vegetación de ribera sin disturbar van desde regular el flujo superficial

pendiente arriba y controlar el transporte de sedimento, hasta mantener las fluctuaciones de temperatura del flujo de agua dentro de límites aceptables (Clinnick 1985). La escorrentía de áreas forestales sin disturbar en las partes más húmedas del mundo son generadas en una gran extensión en las áreas saturadas cercanas a las corrientes de agua. Durante los eventos de tormenta esas áreas contribuyentes pueden llegar a estar ligadas a los cauces más efímeros de la red de drenaje del flujo que actúa como una fuente de flujo superficial al lecho del cauce permanente (Ward 1984). Por lo tanto, es importante extender la zona de amortiguación de la vegetación de ribera más allá del punto donde el escurrimiento superficial comienza a incluir estos cursos efímeros, además también porque la posición de los niveles de corriente puede moverse aguas arriba después del aclareo del bosque, reflejándose en las condiciones de humedad de la cuenca como resultado de la disminución en la evaporación (Bren y Turner 1985). La importancia de zona de amortiguación extendida fue ilustrada por O'Loughlin et al. (1980) en un estudio de producción de sedimentos después de aclarar bosques latifoliados en Nueva Zelanda.

La anchura de los cinturones de amortiguación del flujo requerida para una protección satisfactoria del drenaje de un río ha sido materia de debate (Clinnick 1985). Los cinturones de amortiguación de vegetación de ribera se pueden necesitar bastante anchos, donde la respuesta al escurrimiento es marcada y la calidad del agua es un riesgo. Este puede ser el caso en áreas con contribuciones significativas desde el fondo del valle de SOF o HOF generados en pendientes laterales altamente perturbadas (O'Loughlin et al. 1980; Fritsch 1993). Sin embargo, cuando los suelos presentan altas tasas de infiltración pueden ser suficientes cinturones de amortiguación más estrechos (Clinnick 1985). El reciente desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos basados en topografía avanzada (O'Loughlin 1986; Moore et al. 1991) ha mejorado nuestra capacidad para predecir la localización y extensión de zonas de saturación superficial dentro del paisaje dentro de un rango de condiciones climáticas y pedológicas. Independiente de la aplicación de tales modelos en silvicultura comercial, mucha gente considera anchos entre 10 y 30 m a cada lado de un flujo perenne y de aproximadamente 5 m alrededor de los cauces

efímeros (Clinnick 1985). ¿Qué representan los costos asociados a la protección de los flujos en términos de consumo del agua a través de la vegetación de ribera, cuyas raíces tienen libre acceso al agua subterránea? Dunford y Fletcher (1947) encontraron bajo condiciones de clima templado en el sudeste de EE.UU, que la remoción de la vejetación de ribera producía un decenso en la fluctuación diurna del flujo base, pero estaba asociado a un incremento en el rendimiento de agua no mayor que el que se hubiera esperado si un área igual en otra parte en la cuenca hubiera sido aclareada. Aparentemente el efecto de la vegetación de ribera es despreciable en áreas donde la humedad del suelo permanece siempre disponible en todas las partes de la cuenca a través del año. Un resultado similar fue obtenido para condiciones subtropicales húmedas en Suráfrica por Smith y Bosch (1989).

Minimización de los impactos adversos sobre el suelo y la hidrología, durante las operaciones silviculturales

Existe amplia evidencia de que la clave para minimizar el daño por residuos de vegetación y suelos es el planeamiento cuidadoso, preparación y ejecución de una operación silvicultural.

Economías a corto plazo pueden perfectamente compensar costos de restauración o mantenimiento de la productividad a largo plazo. Por ejemplo, el crecimiento de plantación de *Eucalyptus urophilla* y *Acacia mangium* durante los primeros cuatro años después de talar un bosque en suelos arcillosos con equipos pesados, dejando los restos de apeo y quemando estos restos, en la Guyana francesa y el Este de Malasia respectivamente, fue aproximadamente la mitad del crecimiento de los árboles bajo mejores condiciones de manejo del suelo (Sim & Nykvist, 1991; Fritsch, 1993). En el estudio de Malasia, la extracción manual de madera y retención de restos de corta en el sitio es quizás mejor que quemarlos, sin embargo, inicialmente esto es más costoso que el uso convencional de tractores y quema de los restos de corta, pero resulta ser más económico para luego plantar. No solamente los árboles crecieron mejor sino que se requirieron menos deshierbes. Pero además hay efectos adversos fuera del sitio como los incrementos en la producción de

sedimentos (no incluido en los análisis económicos) en la cuenca fueron mucho menores después en el tratamiento más benigno (Malmer, 1993).

Reducción en el crecimiento inicial también puede estar relacionados con la pérdida de nutrientes debido a la lixiviación y erosión superficial después de la pérdida de la capa protectora de la hojarasca debido al fuego (Malmer, 1993; Mackensen, 1994), sin embargo el efecto es difícil de separar de la compactación de suelos. Cambios en la capacidad de infiltración del suelo debido al fuego pueden resultar de poca importancia. Todo depende de la intensidad del fuego, el cual depende principalmente del contenido de humedad del combustible y las condiciones climáticas (Scott,1993; Mackensen, 1994). Diferentes suelos pueden exhibir una respuesta diferente al exceso de calor; varios tipos de suelo son (temperalmente) repelentes al agua, una condición que tiende a promover la escorrentía superficial (Burch et al. 1989; Scott, 1993). Cuando esto ocurre en sitios donde parte de la capa protectora de hojarasca ha sido destruida por el fuego, se puede presentar erosión superficial y cárcavas (Brown,1972; Leitch et al. 1983).

Las plantaciones forestales en el este de Africa y sudeste de Asia son frecuentemente establecidas bajo el sistema "taungya" (Evans, 1992). Como el suelo permanece parcialmente expuesto en todo el periodo de cosecha, el riesgo de degradación del suelo a través de la erosión aumenta, particularmente porque "taungya" se aplica frecuentemente en pendientes empinadas. En Java, campos aclareados en suelos derivados de cenizas volcánicas, altamente porosos, de textura arenosa limosa, no se presentó una erosión significativa durante los primeros dos años de cosecha (Bons, 1990; Rijdsdijk & Bruijnzeel, 1990) pero en el segundo año la textura de los suelos volcánicos fue mas propensa a la repelencia del agua y al deterioro de la estructura (Gonggrijp, 1941). Sin embargo, después del primer año de "taungya" los estudios registraron un intensivo flujo y erosión (mayor de 70 ton/ha/año) procedente de las áreas vecinas usadas como base de comparación. Las cárcavas resultantes se pueden controlar, lo mismo que el aporte de sedimentos al flujo después de que se deja de cultivar y el dosel de los árboles se cierra, aunque tales cárcavas son surcos guía para la escorrentía superficial. Bajo condiciones más marginales, es decir, en suelos

arcillosos frecuentemente utilizados para teca en Java, el "taungya" puede traer como consecuencia una severa erosión, a pesar de la protección de barreras en contorno de ramas de teca y cercas vivas de leucaena (Wolterson, 1979).

Sin entrar en mucho detalle, los siguientes pasos y medidas se consideran esenciales para una operación exitosa en términos de minimizar costos y daños ambientales (Marn & Jonkers, 1981; Wierson, 1985; Pearce & Hamilton, 1986; Adams & Andrus, 1990):

- I. Valoración de las extracciones de madera en áreas inestables o puntos críticos de la cuenca (depresiones húmedas; pendientes muy inclinadas) o tipos de suelos erodables, delimitación de linderos de la cuenca o divisoria de aguas y la red de drenaje con sus áreas de ribera; evaluación de la distribución estacional de la precipitación.
- II. Planeación con anticipación de los caminos de extracción y redes de arrastre en relación con las características del terreno, red de drenaje natural, y sistema de aprovechamiento que va a ser usado; localización de caminos y sitios de acopio, construcción de pasos de corrientes de agua suficientemente anchos para que la maquinaria tenga acceso a la zona.
- III. Sincronizar la construcción de vías conforme a los períodos mínimos de lluvia, para que haya suficiente tiempo de estabilizar la tierra para un uso intensivo; construir sistema de drenaje adecuado en las vías y caminos reduciendo la presión de las llantas de los vehículos y así disminuir el surcado de las llantas.
- IV. Si hay facilidades económicas, usar un sistema de extracción de madera por cables aéreos, mejor que un sistema de extracción por tierra en terrenos pendientes; usando línea de vuelo mejor que maquinaria con llantas de caucho y restringir el tamaño de la maquinaria de acuerdo con el peso de los troncos y a la humedad del suelo; suspender el aprovechamiento con tractor durante los periodos muy húmedos para evitar la compactación excesiva; minimizar el número de veces de circulación por los carriles de extracción de la madera; hacer el apilonamiento de troncos en áreas pendiente arriba mejor que pendiente abajo; utilizando gúinches de tambor en las colinas mejor que

tener maquinaria para sacar cada tronco; desramar los troncos y dejar los restos de corta in situ; limitar la quema de restos de corta para evitar pérdida de nutrientes por volatilización, erosión superficial y lixiviación.

- V. Mantener una zona amortiguadora a lo largo del río o drenajes de flujo principales (10 - 30 m de ancho) dependiendo de la pendiente y la erosión del suelo) y surcos de cauces transitorios o efímeros (mayor de 5 m de ancho).
- VI. Después del aprovechamiento forestal, rehabilitar los caminos (remoción de cruces temporales de ríos, construcción de canales de drenaje y barreras en terrenos críticos), los patios de descargue de trozas, y mantenimiento de carreteras y taludes.
- VII. Mantener, entre periodos de cosecha, una cobertura del suelo adecuada para proteger el suelo de la erosividad de las gotas del dosel, y limitar la extracción de material de sotobosque o ramas y hojarasca para forraje, combustible o material de compost.

Estos principios deberían ser aplicados como una guía comprensiva. Sin embargo, es necesario diseñar una guía para cada sitio específico que tenga en cuenta la variación del lugar en condiciones climáticas y condiciones del suelo; los forestales manejadores de bosques tropicales deberían seguir muy bien las especificaciones desarrolladas para condiciones climáticas extremas en la zona de bosques lluviosos de la costa de Queensland en la cual se probó su efectividad (Cassells et al. 1984).

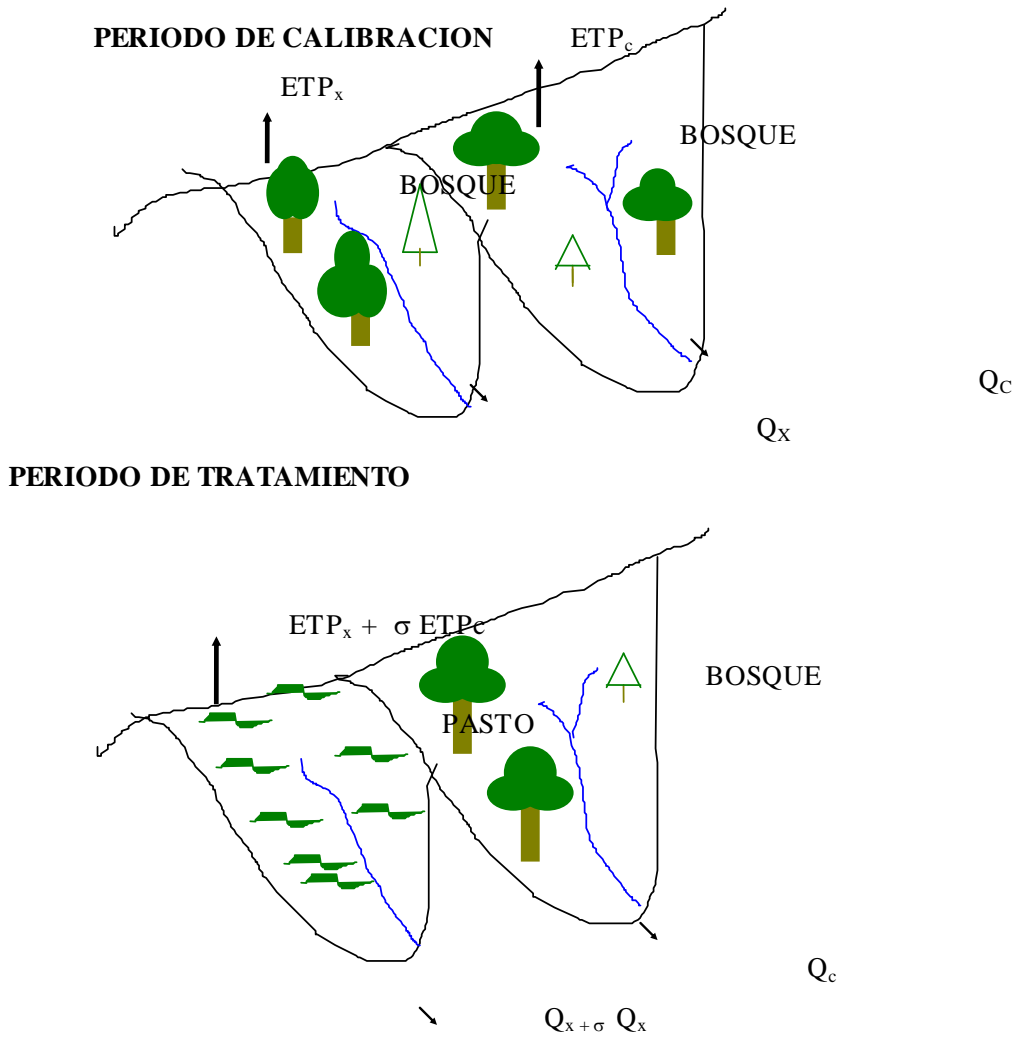
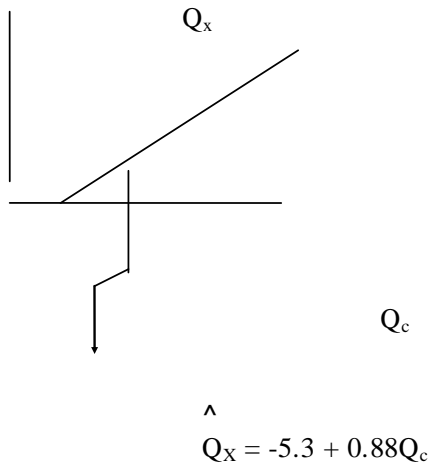


FIGURA 2. Ejemplo de un experimento en un par de cuencas para determinar el efecto de la conversión de una cobertura forestal a pastos sobre la evapotranspiración y rendimiento del agua (adaptada de Hewlett, 1982).

Continuacion de la Figura 2: Resultados durante el período de calibración :

ESCORRENTIA DIRECTA
(Cm/año)

Q_x	Q_c
50.8	63.5
30.5	40.6
59.7	73.7



Resultados durante el período de tratamiento:

Escorrentía directa (cm/año)

Q_x	Q_c	Q_x	$Q_x - Q_c$
61.0	50.8	39.4	21.6
48.3	40.6	30.5	17.8
61.0	61.0	48.3	12.7

$$\sigma ETP_x = -(Q_x - Q_c)$$

$$\sigma ETP_x = -52.1 \text{ cm/3años}$$

$$= -17.4 \text{ cm/año}$$

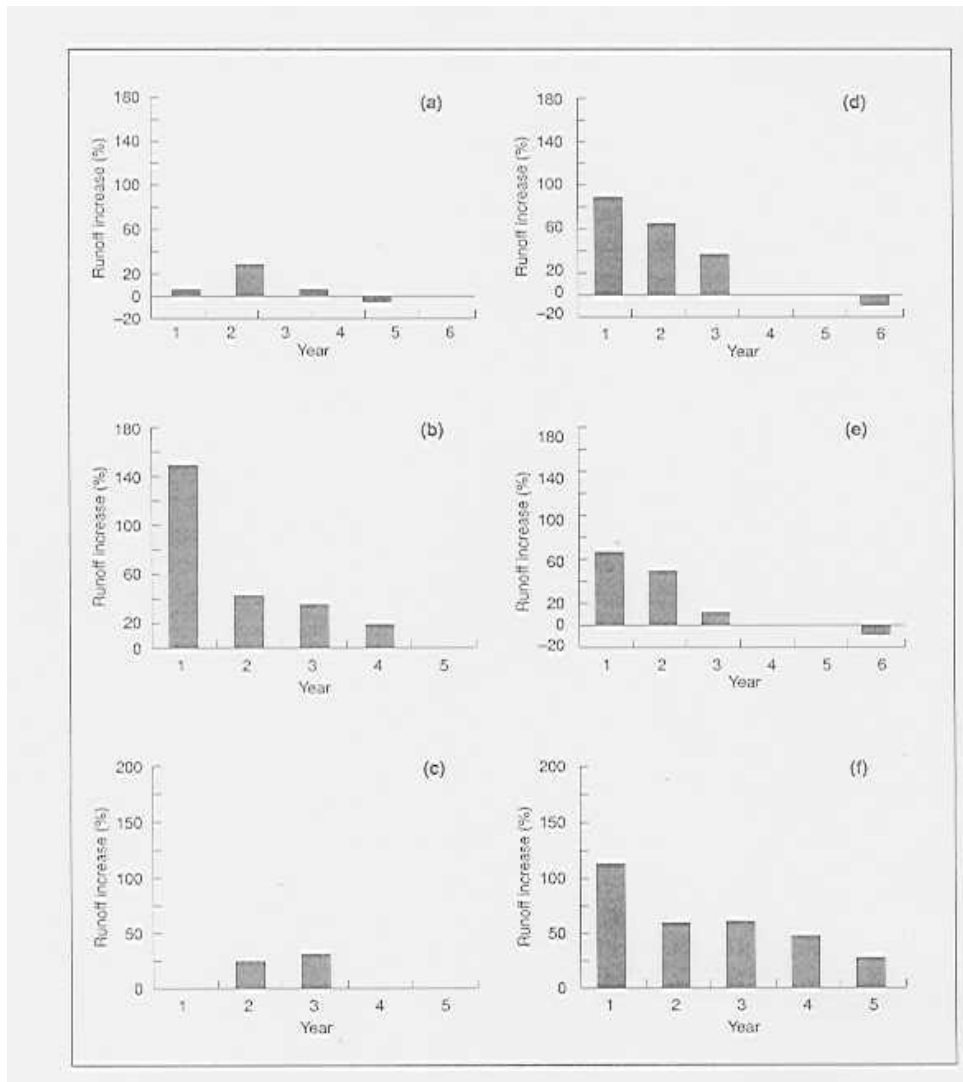


Figura 3. Incremento en la escorrentía de crecida después de exponer los bosques lluviosos de tierras bajas en la Guyana francesa a: a) cosecha seguida por regeneración; b) aclareo mecanizado y quema, seguidos por regeneración; c) cultivos de corta y quema; d) aclareo y quema, seguidos por el establecimiento de *Pinus caribaea*; e) idem para *Eucalyptus grandifolia*; f) idem para pastos *Digitaria* (modificado de Fritsch 1993).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BOSCH J. M. y HEWLETT J. D. 1981. Review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Elsevier. Scientific Publishing Co. Amsterdam. 1-21 p.
- BLACKIE, J. R. , EDWARDS, K. A. y CLARKE, R.J. , 1981. Hydrological research in east africa. En : East african agricultural forestry Journal. Vol. 48. Special Issue. 312 p.
- BRUIJNZEEL P. S. 1986. Environmental impacts of forestation in the humid tropics a watershed perspective. Institute of earth sciences, Free University . Amsterdam. Wallaceana. V. 46: 3-13.
- DUQUE G. ANA y GIRALDO L.L.G. 1994. Cálculo de consumo de agua en la cuenca de Piedras Blancas (Antioquia) utilizando diferentes métodos. Crónica Forestal y del medio ambiente. No. 9 Abril. 37-58 p.
- HAMILTON L. S. y KING P. N. 1983. Tropical forested watersheds. Hydrologic and soils response to mayor uses or conversions. Westview Press. Boulder, Colorado. 155p.
- HEWLETT, J. D. 1982 . Principles of forest hydrology. University of Georgia Press. 178 p.
- HIBBERT, A.R. 1967. Forest treatment effects on water yield. 527-543p. En: Sopper, W. And Lull W. (Eds). International Symposium on forest hydrology . N. Y. Pergamon Press 813 p.
- LAL, R. y E.W. RUSSELL (Eds) 1981. Tropical agricultural hydrology watershed management and land use. John Wiley and Sons. N. Y. 477p.
- LANGFORD, K.J. et al. 1980. The North Marrondah experiment pre-treatment phase comparison of catchment water balance. Journal of hydrology. 46: 123-145.
- LIMA, W. P. 1993. Impacto ambiental do eucalipto. 2de. Sao Paulo. Editora da Universidade de Sao Paulo 251 p.
- NAKANO, H. 1967. Effects of changes of forest conditions on water yield, Peak Flow and direct runoff of small watersheds in Japan., En: Sopper, W. And Lull W. (Eds). International Symposium on forest hydrology . N.Y. Pergamon Press. 813 p.
- NANNI, V.W. 1970. Trees , water and perspective. S. Africal For. J. 75:9-17
- OYEBANDE, L. 1988. Effects of tropical forest on water yield. 16-45p. En: Reynolds R. C. y Frank B. Thompson. Forests, climate, and hydrology: regional impacts. The unite nations university. Singapore 217 p.
- REIGNER, I. C. 1964. Calibrating a watershed by using climatic data. P.45. U. S. Forest Service research paper No. 15. USDA.
- SWANK, W. , L.W. SWIFT, J. E. DOUGLASS. 1988. Streamflow changes associated with forest cutting, spedcies conversions and natural disturbances. 297-313 p. En: Swank W. (Eds). Forest hydrology and ecology at Coweeta. Springer Verlay. N. Y. 461p.

TEMA VI

EVAPOTRANSPIRACION O CONSUMO DE AGUA POR COBERTURAS VEGETALES

Curso Hidrología (R-1010). Año 2000

Profesor: Luis Gonzaga Giraldo Lopez

Departamento de Ciencias Forestales

Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACION

La evapotranspiración o consumo de agua por las coberturas vegetales se define como un proceso de flujo de vapor de agua en el “continuum suelo – vegetación- atmósfera”, a través de un medio poroso. La transpiración de la mayoría de las especies vegetales está determinada por la demanda climática relacionada con la radiación solar, el déficit de saturación de vapor de la atmósfera, la temperatura y la velocidad del viento, los mecanismos fisiológicos relacionados con la respuesta estomática a factores ambientales, el índice de área foliar y la disponibilidad de agua en el suelo. Lima (1985).

El consumo total de agua por las plantas está compuesto por la transpiración, un proceso aparentemente conservativo para los bosques en general, y la interceptación, y depende en gran parte del régimen de lluvias de un área.

Existe una estrecha inter-relación entre las tasas de transpiración de las especies, la conductancia estomática de las hojas de las plantas, el potencial de agua de las hojas, en relación con la demanda de transpiración de la atmósfera y la disponibilidad de agua del suelo. Lima (1986).

TIPOS DE SUPERFICIE EVAPORANTE EN EL PAISAJE:

Vegetación de gran porte = Vegetación Forestal
Vegetación rastrera
Suelo desnudo
Agua libre

FACTORES IMPORTANTES INVOLUCRADOS EN EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACION

1. Vegetación Forestal: capta mayor radiación solar que las otras

Albedo: pérdida por reflexión de la superficie

En bosques = 10 - 12% albedo

En vegetación rastrera y pasto y cultivos agrícolas = 18 - 25%

2. Procesos de transferencia turbulenta de vapor de agua: influencia el agua evaporada

La turbulencia: es generado por interacción entre viento y superficie

La turbulencia es muy alta en bosques por su rugosidad

Coefficiente de transferencia turbulenta de vapor de agua de superficie a la atmósfera: se llama CONDUCTANCIA AERODINÁMICA (g_a) o su recíproco: RESISTENCIA AERODINÁMICA = (r_a)

Valores de g_a = Suelo = 0.006 ms^{-1}
Pasto = 0.013 ms^{-1}
Bosque = 0.18 ms^{-1}

Entre Bosques y Vegetación Rastrera = Diferencia de 10 veces

Los factores señalados en los numerales 1 y 2 están incluidos en el modelo de PENMAN – MONTEITH. Monteith, 1965.

MODELO DE PENMAN - MONTEITH para estimar la tasa de evaporación de una superficie vegetal =

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot RN + \rho \cdot C_p \cdot DPV}{\Delta \cdot \gamma (1 + ga/g_s)} \cdot ga$$

donde:

λE = Flujo de calor latente ($\text{cal CM}^{-2} \text{S}^{-1}$)

Δ = Tangente a la curva de saturación de vapor a una temperatura media

RN = Radiación neta (Wm^{-2})

ρ = Densidad del aire (gCM^{-3})

C_p = Calor específico del aire a presión constante ($\text{Cal g}^{-1} \text{°C}^{-1}$)

DPV = Déficit de presión de vapor del aire (mb)

ga = Conductancia aerodinámica

g_s = Conductancia estomática

γ = Constante psicrométrica ($\text{mb °C}^{-1} = 0.67$)

Tabla 1 . La resistencia aerodinámica para una velocidad del viento de 2 mS^{-1} sobre: Suelo desnudo, pasto, cultivo agrícola y bosque. (STEWART, 1984)

USO	ra	ga
SUELO	160	0.006
PASTO _____	75	0.013
CULTIVO _____	2.9	0.34
BOSQUE _____	5.0	0.2

El proceso de consumo de agua por las plantas en el “continuum suelo-planta-atmósfera” es análogo a los flujos de electricidad que siguen la Ley de Darcy, en los cuales hay involucrados resistencias, a través de un medio poroso. Este modelo se puede consultar en la publicación de Daniel Hillel (1998).

VALORES COMPARATIVOS DE LA TRANSPIRACIÓN EN ALGUNOS TIPOS DE COBERTURAS VEGETALES

Si en el proceso de transferencia o evapotranspiración del agua sólo se tiene en cuenta los estomas de las hojas entonces las especies forestales deben presentar un mejor control de la transpiración que las especies gramíneas.

Por el hecho de que la CONDUCTANCIA ESTOMÁTICA (gs) de las especies forestales es menor que la de las gramíneas, las tasas de transpiración de las especies forestales pueden ser menores, que la de las gramíneas.

ROBERTS (1983) Estudió los mecanismos de control de la transpiración de las especies forestales y concluyó:

Los valores de transpiración anual de los Bosques de coníferas y de Latifoliadas son sorprendentemente similares y fluctúan alrededor de 350 mm/año.

Esa similaridad es una consecuencia de la condición del bosque de estar normalmente bien aclopado al déficit de presión de vapor atmosférico y de ejercer un control estomático de la transpiración.

La evaporación total de una cobertura vegetal durante un período dado, es la suma de la transpiración más pérdidas por interceptación: siempre que las copas estén mojadas puede presentarse evaporación directa de esa agua.

Tabla 2: Cuantificación de los parámetros del balance hídrico en plantaciones de *Pinus sylvestris* en Inglaterra (Rutter, 1968):

	mm/ año
Evapotranspiración potencial estimada por la ecuación de Penman-Monteith (PET)	475
Radiación líquida (Rn)	559
Relación PET / Rn	85
Evapotranspiración real medida por balance hídrico del suelo (ET)	427
Pérdida por interceptación (I)	229
Consumo total de agua (ET + I)	656
Diferencia entre PET y (ET+I) debida a la interceptación	181

De la tabla 2 se infiere que debido a la alta pérdida por interceptación y a la alta velocidad con que ocurre la evaporación del agua interceptada, el consumo total de agua por un bosque (656 mm) puede llegar a exceder la tasa de PET potencial local (475 mm), la cual depende de la RN disponible (559 mm).

SUBSIDIO DE ENERGÍA: cantidad adicional de energía por las copas húmedas

Esta tasa mayor a la que ocurre la evapotranspiración del agua interceptada es debida a alteraciones aerodinámicas y por tanto alteraciones en la capacidad de transferencia turbulenta, que sucede cuando las copas están mojadas. Lima (1993).

Como consecuencia ocurre un aumento en la cantidad de energía disponible para la evaporación: Esta cantidad adicional de energía es a su vez, suministrada por un flujo vertical descendente de calor sensible hacia las copas mojadas, con temperaturas menores que el aire supra-adyacente.

COMPARACIÓN DEL CONSUMO DE AGUA TOTAL ENTRE VEGETACIÓN DE PORTE FORESTAL Y VEGETACIÓN RASTRERA

1. Vegetación de porte rastro, pastos, debido a su menor conductancia aerodinámica, $g_a = 0.013 \text{ m S}^{-1}$ (mientras que vegetación boscosa = $g_a = 0.18 \text{ m S}^{-1}$, 10 veces mayor), superficie lisa, presentan tasas de evaporación de agua interceptada muy pequeñas y muy semejantes a las tasas de transpiración, bajo un mismo nivel de energía radiante. La vegetación de porte forestal, el coeficiente de transferencia turbulento de vapor de agua de la superficie hacia la atmósfera o conductancia aerodinámica (g_a) es 10 veces mayor y es gobernada por dicha transferencia turbulenta de vapor (en un 80%).

2. La conductancia estomática de las especies forestales (g_s) es en general. MENOR que la de las gramíneas, lo que implica una tasa de transpiración MENOR para las especies forestales.

Bajo ciertas circunstancias, la ETP o CONSUMO DE AGUA de un bosque puede no ser mayor que la ETP de una cobertura de gramíneas, puede inclusive ser menor.

3. Cuando se evalúa el consumo de agua de un bosque es clave tener en cuenta el REGIMEN PLUVIOMETRICO DEL AREA = Ocurre una tasa mayor de evaporación de agua interceptada, solo cuando la copa se encuentra mojada, o cuando llueve.

$$\text{CONSUMO TOTAL DE AGUA} = \text{ETP} = \text{I} + \text{TR} + \text{E}_o$$

Donde:

I = Interceptación

TR = Transpiración

E_o = Evaporación de agua del suelo

Para un tipo de bosque cualquiera la evaporación total anual será mayor en regiones donde la copa permanece mojada durante una mayor parte del año, comparativamente a regiones donde la condición de copa seca (normal) prevalece durante la mayor parte del año

Si la interceptación (I) alcanza su proporción máxima, en zonas con régimen de lluvias, caracterizado por lluvias leves, continuas y frecuentes, el bosque presentará un ALTO consumo de agua debido al aumento de la interceptación.

Por otro lado, donde el régimen de lluvias, es concentrado, de suerte que hay más días secos que lluviosos al año, el consumo total de agua de un bosque, independiente de las especies, puede NO exceder al consumo de agua de una vegetación de menor porte.

CONCLUSIÓN:

1. El consumo total de agua se compone de transpiración, un proceso aparentemente conservativo para los bosques en general, y de interceptación, la cual es función del régimen de lluvias del área.
2. Las evidencias disponibles muestran que las especies de eucalipto, por ejemplo, normalmente utilizadas en plantaciones intensivas de corta rotación para producción de madera industrial, no son nada diferentes a las otras especies respecto al control estomático de transpiración.
3. Los valores absolutos de pérdidas por interceptación en plantaciones de eucalipto (Latifoliada) se encuentran perfectamente dentro del rango de variación encontrada para plantaciones de otras especies forestales y aún menores que los verificados en condiciones de bosque natural. Ver Tabla 3.

Tabla 3: VALORES DE PÉRDIDAS POR INTERCEPTACIÓN (I). Giraldo (1982)

ESPECIE	CONDICIÓN	PERDIDA POR INTERCEPTACIÓN (%)
EUCALIPTOS		
EUCALIPTO REGNANS	REGENERACIÓN 40 AÑOS	18.7
EUCALIPTO SALIGNA	PLANTACIÓN , 6 AÑOS	12.2
EUCALIPTO CAMALDULENSIS	PLANTACIÓN, 7 AÑOS	14.3
	PROMEDIO:	15

CONIFERAS

ESPECIE	CONDICIÓN	PÉRDIDA POR INTERCEPTACIÓN (%)
P. TAEDA	PLANTACION 20 AÑOS	18
P. SP.	PLANTACIÓN 10 AÑOS	15
P. SP.	PLANTACIÓN 60 AÑOS	26
P. SILVESTRIS	PLANTACIÓN	30
P. SP.	PROMEDIO EN RUSIA	25
	PROMEDIO:	22.8

BOSQUES NATURALES Y MIXTOS

ESPECIE	CONDICION	PÉRDIDA POR INTERCEPTACIÓN
BOSQUE TROPICAL	AMAZONAS	22
BOSQUE NATURAL	MONTANO,	19
BOSQUE HOJA ANCHA	PROMEDIO EN RUSIA	21
	PROMEDIO :	20.6

COMPARACIÓN DE CONÍFERAS VS LATIFOLIADAS:

Las coníferas: Por presentar mayor Area Foliar, mayor superficie evaporativa, menor albedo, lo que implica, una mayor cantidad de energía disponible para la evaporación, pueden transpirar a **tasas mayores** que las especies latifoliadas.

BIBLIOGRAFIA

- GIRALDO, L. Luis Gonzaga. 1989. Meteorología: aplicación al microclima del bosque. Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 302 p.
- HILLEL, Daniel. 1998. Environmental soil physics. Academic Press. N. Y. Cap. 19: Uptake of soil moisture by plants. 771 p.
- JARVIS, P. G. y STEWART , J. 1978. Evaporation of water from plantation forest. The ecology of even-aged forest plantations. Edimb urgh, pp. 325 – 356.
- LIMA, W. de Paula. 1985. O reforestamento com eucalipto e seus impactos ambientais. Art Press. Piracicaba. S. P. Brasil. 114 p.
- LIMA, W. de Paula. 1986. Principios de hidrologia forestal para o manejo de bacias hidrográficas. ESALQ. Univ. Sao Paulo. Piracicaba. 242p.
- LIMA, W. de Paula. 1993. Impacto ambiental do eucalipto. 2a. Ed. Sao Paulo. Brasil. 251 p.
- MONTEITH, J. L. 1965. Evaporation and environment. In: The state and movement of water in living organism. Ed. G. F. Fogg. N. Y. Academic Press.
- RUTTER, A. J. 1968. Water consumption by forest. In: Water deficits and plant growth. T. T. Kozlowsky (Ed.) N. Y. Academic Press. 341p.
- ROBERTS, J. 1983. Forest transpiration: a conservative hydrological process. Journal of Hydrology. 66: 133- 141.

TEMA VII

LA CALIDAD DEL AGUA Y LAS COBERTURAS VEGETALES

Por: Luis Gonzaga Giraldo L. Profesor Asociado. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.

Curso : Hidrología (R-1010)

I. CARACTERIZACION DE ECOSISTEMAS ACUATICOS Y ECOSISTEMAS CULTURALES (EMBALSES)

1. Los ecosistemas acuáticos se dividen en:

- Ecosistemas naturales lacustres (Cuerpos Lénticos)

Lagos de altas montañas

Lagos de llanura aluvial

Lagunas costeras

- Ecosistemas naturales corrientes (Cuerpos lóxicos, con dinámica)

Ríos de montaña

Ríos de llanura aluvial

- Ecosistemas culturales

Embalses

Canales

2. OBJETIVOS

a. Relación de los ecosistemas acuáticos con el entorno físico o cuenca hidrográfica:

- Uso del suelo
- Características morfométricas

- Características climáticas
- Características físicas y químicas de los ecosistemas acuáticos

b. Calidad del agua como función de:

- Actividades silviculturales - Manejo forestal
- Actividades humanas (recreación)
- Contaminación doméstica y ambiental

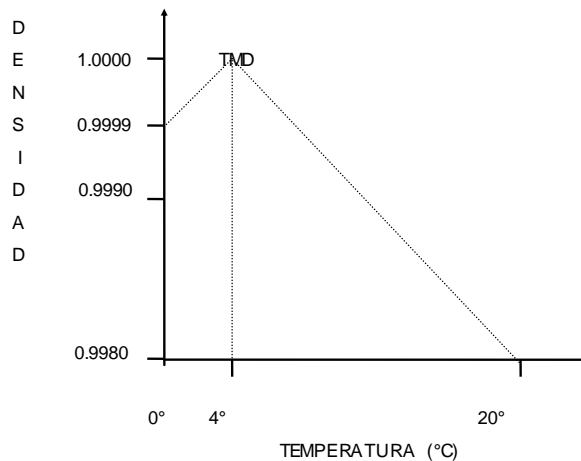
3. PROPIEDADES FISICAS EN AMBIENTES LACUSTRES

3.1 DENSIDAD: MASA/VOLUMEN

La densidad del agua destilada es 775 veces más alta que la del aire en condiciones normales de temperatura y presión (0°C y 760 mm Hg). Consecuentemente el efecto boyante (de flotación) sobre un cuerpo es también mayor en la misma proporción. Esta propiedad implica un ahorro considerable de energía para el organismo al reducir la energía necesaria para sostener su propio peso haciendo posible la reducción de tejido de soporte.

La densidad del agua en lagos, ríos y arroyos no es constante: varía espacial y temporalmente. Las diferencias en densidad son ocasionadas por variaciones en temperatura y contenido de sales.

Para el agua su densidad no incrementa continuamente con los descensos de temperatura, como ocurre con todas las demás sustancias sino que alcanza un máximo a los 4°C para luego decrecer gradualmente gradual y lentamente hasta alcanzar el punto de congelación donde el cambio es brusco. El hielo a 0°C es 1/12 más liviano que el agua.



TMD: Temperatura de máxima densidad ocurre a 3.94°C en condiciones normales de presión. El agua más caliente flota sobre el agua más fría: estratificación térmica.

Bajo altas presiones la TMD disminuye a 10 atmósferas, 100 metros bajo superficie, en 0.1°C.

- La salinidad también baja la TMD, 0.2°C por cada g/lit. ó 1‰ aumento en salinidad.
- El comportamiento anómalo del agua es la causa de que las aguas limnéticas sólo se congelan en la superficie, puesto que el agua a 0°C es menos densa que a 4°C; también las partes más profundas de los lagos (1000 m) en lagos grandes de Europa y Norte América permanezcan alrededor de 4°C aún en invierno. Esto hace que los organismos acuáticos estén expuestos a un rango de variación de temperatura mucho menor que los terrestres.

3.2 LA RADIACIÓN SOLAR

Esta determina la intensidad y calidad de la luz y afecta la temperatura de las aguas. La radiación incluye la radiación solar directa y la difusa del cielo y las nubes.

La porción de luz que penetra el agua no pasa inalterada; una parte es dispersada y otra es absorbida y transformada en otra forma de energía, "Calor".

El porcentaje retenido en un metro de profundidad (luz perdida por absorción y dispersión) se denomina "PERCENTIL DE ABSORCIÓN". El porcentaje transmitido se denomina percentil de transmisión.

Globalmente el 53% de la radiación solar total es absorbida y convertida en calor en el primer metro de profundidad (se presenta el percentil de absorción).

Existen dificultades técnicas para medir la luz bajo el agua. Se usa la determinación de la profundidad de visibilidad utilizando el DISCO SECCHI (consiste en un plato blanco metálico o blanco con segmentos radiales negros, de unos 20 a 25 cm de diámetro, el cual se baja mediante una cuerda calibrada hasta que desaparezca de la vista del observador).

La profundidad a la cual desaparece da una indicación de la transparencia del agua.

Transparencia Secchi no es lo mismo que profundidad de máxima penetración de la luz. Los valores más altos de 50 o más metros se presentan en los mares tropicales y subtropicales y en los lagos de cráteres volcánicos.

Lagos de alta montañas, pueden tener transparencias del orden de 20 a 25 m. Lagos alpinos, la transparencia es de 10 a 15 m.

La luz que penetra un lago se afecta no solo cuantitativamente, sino también cualitativamente, o sea en su composición ESPECTRAL, o sea el comportamiento de las diversa longitudes de onda del espectro visible (0.4 - 0.7 micras) a diferentes profundidades, siendo el color verde el que mejor penetra.

La luz combinada con la concentración de los materiales disueltos y en suspensión da la COLORACION APARENTE DEL AGUA, que puede ser muy variada: azul profunda, lagunas de la Sierra Nevada; verde esmeralda, Río Nare bajo, Embalse Punchiná; café o coca-cola, muchas ciénagas.

Intervienen también en la coloración: el fitoplancton, la concentración de material húmico, calidad y cantidad de sedimentos; existe una relación inversa entre transparencia y abundancia de fitoplancton.

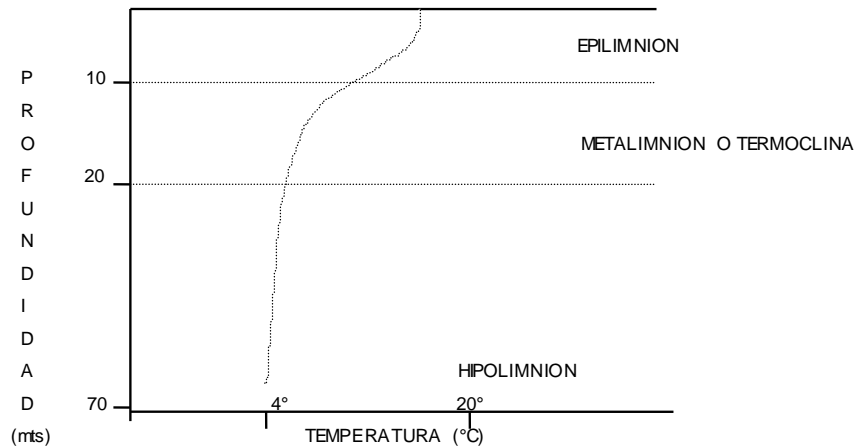
La porción de radiación que penetra determina el CLIMA LUMINICO a una profundidad determinada, y determina las condiciones de asimilación de dióxido de carbono por las plantas verdes.

La fracción de radiación que es absorbida por el agua se transforma en CALOR, el regulador más importante de los procesos vitales. Las relaciones de temperatura también controlan (indirectamente a través de los cambios en la densidad del agua) la estratificación de la masa de agua y las corrientes de un lago.

Las propiedades térmicas del agua son:

1. Calor específico : Cantidad de calor que debe ser transmitido a una unidad de masa para incrementar su temperatura un grado centígrado. Calor específico del agua es 1.0 Cal/g/°C.
2. Temperatura del agua: La temperatura de un lago hipotético debería descender agudamente de la superficie hacia el fondo. Pero se ha observado en lagos de la zona templada en verano una estratificación así:
 - Para los primeros 10 m que absorben el 99% de la radiación no hay diferencias apreciables en temperatura = temperatura uniforme = capa superior = **EPILIMNION**.

- Entre 12 - 20 m hay un descenso brusco de temperatura y se llama **METALIMNION o TERMOCLINA**.
- De 20 m en adelante hay poco cambio de temperatura hasta el fondo y se llama **HIPOLIMNION**.



3.3 ACCIÓN DE CORRIENTES DE VIENTO

La distribución de calor no parece ser consecuencia simplemente de la absorción de energía radiante; debe haber una fuerza que empuje el agua cálida a mayores profundidades.

Birge y Juday (Norteamericanos) demostraron que el calentamiento de diferentes estratos de agua era solo de 10 - 12 % como consecuencia de la absorción de radiación solar directa en el lago Seneca - Región Wisconsin de U.S.A.

La energía que distribuye el calor en un lago proviene principalmente del VIENTO. Este empuja las partículas de agua de la superficie generando corrientes, cuya velocidad es directamente proporcional a la intensidad del

viento. Al chocar en las zonas de playa, la masa de agua es desviada por la resistencia de los estratos profundos, más fríos. El resultado es una corriente de dirección opuesta por debajo de la superficie. Estas corrientes producen estados de turbulencia que originan un intercambio vertical de del agua. El intercambio se conoce como **DIFUSION DE CONTRACORRIENTE** (Eddy Difusion) y su magnitud (la profundidad a la cual llega) es directamente proporcional a la velocidad de las corrientes (o sea fuerza del viento) en el lago. Se forma un límite entre el estrato turbulento de la superficie y la masa de agua subyacente mas tranquila.

El metalimnion (termoclina) es entonces el límite de las corrientes mezcladoras (límite de Mixis) que se derivan de la superficie. La termoclina es más superficial en los días de calma que en los días de viento.

En el epilimnion actúa otro factor: 1) que iguala las temperaturas de la superficie y el enfriamiento de la superficie por evaporación. 2) la radiación y conducción de calor del agua a la atmósfera en las noches y durante los períodos fríos.

3.4 TIPOS DE ESTRATIFICACIÓN

Para los lagos de zonas templadas se dan:

1. Períodos alternantes de calentamiento (en primavera) seguidos de vientos fuertes (período de mixis) pueden dar origen a varias termoclinas.
2. Lagos con caudales de entrada relativamente grandes (Cfr. embalses) presentan un metalimnion amplio y poco pendiente, porque el caudal afluente es generalmente más frío que el epilimnion pero no tan frío como el hipolimnion.
3. Lagos con áreas más grandes (y perímetros mayores) tienen metalimnion más profundas que las de áreas pequeñas, debido a la mayor turbulencia asociada a las mayores superficies (y mayores perímetros).

4. En cuerpos de agua con caudales afluentes de densidad variable (debido a diferencias de sólidos disueltos) se pueden presentar estratificaciones anómalas de láminas de agua: láminas frías yuxtapuestas sobre láminas cálidas; en éstos cuerpos de agua la circulación es incompleta durante primavera y otoño y se denominan **LAGOS MEROMICTICOS** en oposición a los **LAGOS HOLOMICTICOS** (lagos normales de circulación total durante el año, alcanzando el equilibrio o estabilidad térmica).
5. En trópicos: las temperaturas de los tres estratos son más cercanos entre sí, disminuyendo con la altitud. Pequeños cambios de temperatura en la superficie (enfriamientos) se traducen en corrientes de convección más fuertes originando circulación extensa, muchas veces en ausencia de vientos fuertes. Estos lagos se denominan **POLIMICTICOS** y presentan capas epilimnéticas gruesas y circulan en el año muchas veces. En zona templada circula el agua dos veces al año y se denominan lagos **DIMICTICOS**.
6. Los lagos tropicales que permanecen estables, con raros períodos de circulación se denominan **OLIGOMICTICOS**. Ocurren donde las diferencias cíclicas de temperatura media estacional (mensual) son mínimas.

4. CARACTERIZACION DE LA TEMPERATURA DE LAS CORRIENTES DE AGUA

En muchos aspectos las aguas corrientes se comportan de la misma manera que las aguas lacustres.

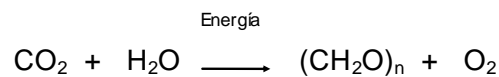
1. La temperatura de aguas de ríos, arroyos, quebradas varía mucho más rápidamente que la de los cuerpos de agua lénticos en general, siendo los rangos más estrechos.
2. Se presentan variaciones de temperatura debida a cambios cíclicos estacionales (verano - invierno) yuxtapuestos sobre los cambios diurnos (día - noche). Estas diferencias pueden ser de 6°C para pequeñas quebradas durante el verano, con valores menores para ríos más grandes. Los valores máximos ocurren hacia el final de la tarde y los valores mínimos antes del amanecer. Las quebradas expuestas (sin sombrero) son más variables.

3. La temperatura varía a lo largo de los valles. Grandes ríos, cuando se hacen las mediciones lejos de las fuentes (del nacimiento) se encuentran aproximadamente a la temperatura media mensual del aire del punto de medición. En el trópico será más variable de las tierras altas a las bajas. Río Amazonas en Manaos: rango de 28 - 29.5 °C.
4. En los trópicos la temperatura del agua incrementa en la dirección de la pendiente hasta alcanzar equilibrio con la temperatura ambiente. Ejemplo: Río Magdalena, presenta 4°C en el nacimiento, 29°C en el caribe. Sin embargo es necesario tener en cuenta otros factores que alternan el patrón de temperatura - distancia: tributarios caudalosos, sombrero, flujos subterráneos, vientos, lagos o embalses en el curso de agua.
5. En contraste con los lagos, los ríos normalmente no muestran estratificación debido al flujo turbulento. Sin embargo se mencionan pequeñas diferencias entre la superficie y el fondo cuando la profundidad es mayor de 15 m y en ríos y quebradas se aprecia diferencias entre el centro y las orillas o entre una orilla y otra. Las causas pueden ser: sombrero en el “área variable de afluencia”, o sol en las áreas más someras, influjo de agua de un tributario.
6. Un efecto de la temperatura en el agua es la alteración de la viscosidad. Los sedimentos finos se hunden dos veces más rápido en agua a 23°C que en agua a 0°C (0.5% más rápido por cada 1°C de aumento de temperatura entre 4 y 22°C). Así, las aguas cálidas transportan menos sedimentos en suspensión que las más frías.
7. En condiciones naturales la vegetación normal de las orillas de los cursos de agua es arbórea. Para cursos angostos, la condición natural es entonces un dosel de sombra continuo entre los dos bancos. De tal manera que se puede creer que uno de los efectos de la deforestación es un aumento de la temperatura media de la agua de pequeños cursos de agua.

5. LAS SUSTANCIAS QUIMICAS DISUELTAS Y SUS TRANSFORMACIONES

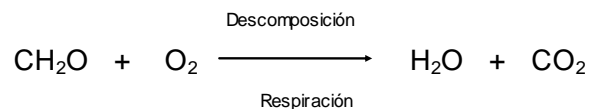
El agua en la naturaleza siempre tiene sustancias disueltas que pueden provenir del suelo, de la atmósfera, vía lluvia, y del metabolismo de los organismos.

1. Todo cuerpo de agua sirve como medio nutriente para las plantas que en él viven y que no están arraigadas al fondo. Donde las plantas crecen ocurren cambios en el estado químico del ambiente, causados por la remoción de nutrientes y por la liberación de residuos metabólicos.
2. Desde el punto de vista de la productividad biológica las aguas de un lago consisten de dos regiones, una debajo de la otra en la ocurren procesos opuestos:
 - **Zona TROFOGENICA:** Región de producción fotosintética; zona fótica; bien iluminada: remoción de nutrientes disueltos: construcción de sustancias orgánicas.



Producción primaria: carbohidratos, ácidos grasos, proteínas.

- **Zona TROFOLITICA:** Región de descomposición bacteriana o por microorganismos; zona afótica, partes profundas, con carencia de luz, zona de hundimientos de sustancias orgánicas y descomposición de sus constituyentes inorgánicos.



Se presenta consumo de O₂ y liberación de CO₂.

En verano, en zona templada: la zona trofогénica coincide con el epilimnion (a veces también incluye la termoclina) y la trofолítica coincide con el hipolimnion estancada.

Estas diferencias en la distribución de sustancias químicas causadas por los organismos se denominan **ESTRATIFICACION QUIMICA - BIOGENICA**.

3. En aguas dulces normales el contenido total de sólidos disueltos (orgánicos e inorgánicos) está conformado por: a) unas cuantas sales: carbonatos, sulfatos, silicatos, cloruros de calcio, magnesio, sodio y potasio y pequeñas cantidades de compuestos de nitrógeno y fósforos y en menores cantidades compuestos de hierro y manganeso. b) sustancias orgánicas disueltas. c) grasas en solución. También se encuentran en aguas naturales otros elementos en concentraciones muy pequeñas, conocidas como “elementos rastra” (trace elements).
4. Los carbonatos (CaCO_3) exceden la concentración de las otras sales; la proporción en que están varía ampliamente. Dicha proporción se denomina “DUREZA CARBONACEA” (carbonatos de Ca y Mg).

6. CICLO DEL DIOXIDO DE CARBONO Y OXIGENO DISUELTO

El oxígeno y el dióxido de carbono son dos grandes complementos del metabolismo. La distribución de estas dos sustancias es exactamente opuesta. Por lo tanto, cuando el contenido de CO_2 en la zona trofогénica decrece debido a la fotosíntesis, el contenido de O_2 aumenta proporcionalmente. Por otra parte, a medida que los procesos oxidativos de la descomposición (caso de vegetación inundada en construcción de embalses) proceden la zona trofолítica, el O_2 es consumido y esta región se enriquece en CO_2 o sus sales.

Mientras que el CO_2 producido por debajo de la termoclina, permanece o libre o enlazado químicamente y no puede sufrir pérdidas al aire o de un proceso

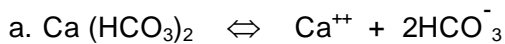
2. No todo el CO₂ contenido en el agua es utilizado en la solución de la calcita, no todo se combina para formar bicarbonato de calcio. Para que el bicarbonato de calcio sea estable un cierto surplus de CO₂ debe permanecer libre en solución. El CO₂ libre se denomina “Dióxido de carbono de Equilibrio”.

3. Si una solución de bicarbonato de calcio pierde el CO₂ de equilibrio, la siguiente reacción ocurre:



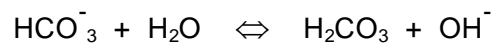
La disociación procede con la precipitación de CaCO₃ (carbonato de calcio) hasta que llega al valor de equilibrio de CO₂. Este comienza a escapar a la atmósfera tan pronto como el agua de manantial sale de la tierra. Si el agua es muy rica en bicarbonato, éste se precipita depositándose en el lecho de la quebrada, sobre la vegetación, etc.

4. Tipos de disociación del bicarbonato de calcio:



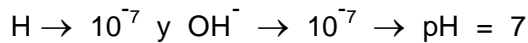
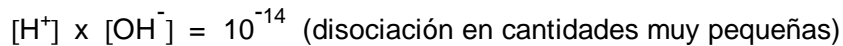
b. Segundo paso de la disociación: $\text{HCO}_3^- \Leftrightarrow \text{H}^+ + \text{CO}_3^{--}$, ocurre en cantidades apreciables solamente en condiciones de pH altos (8 - 11).

c. además puesto que el ácido carbónico es débil, ocurre hidrólisis:



5. Una solución de bicarbonato es un sistema muy complejo, por la coexistencia simultánea de: CO₂ libre; ácido carbónico disociado (HCO₃⁻, H⁺) y sin disociar H₂CO₃; bicarbonato de calcio disociado (Ca⁺⁺, HCO₃⁻; CO₃⁻⁻) y finalmente hidrólisis produciendo hidroxilos (OH⁻). Porque hay exceso de iones hidroxilo sobre iones hidrógeno producidos por la disociación de H₂CO₃, una solución de bicarbonato de calcio es débilmente ALCALINA.

6. Importancia del bicarbonato de calcio ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$): El agua pura, destilada, desmineralizada, tiene un pH neutro:



En aguas naturales no hay cambios drásticos de pH. El pH está determinado por la relación entre CO_2 y carbonato o más precisamente por los iones H^+ producto de la disociación de H_2CO_3 y los iones OH^- producto de la hidrólisis de bicarbonato.

Si se agrega un ácido fuerte (HCl) a una solución de este tipo, el ácido fuerte captura el calcio de bicarbonato, liberando CO_2 que altera poco el pH de la solución (los H^+ se unen al CO_2 libre en la solución formando HCO_3^-): poder amortiguante; solución “buffer”

Si se agrega una base a la solución (KOH); esta se desplaza el Ca del bicarbonato, precipitándose en forma de carbonato (CaCO_3), por lo tanto el pH de la solución varía poco: poder amortiguante; pH constante.

Entonces, el bicarbonato de calcio en solución es un buen sistema buffer, resiste cambios de pH; y permanece en solución solamente en la presencia de cierta cantidad de CO_2 de equilibrio.

- Todo proceso que remueva CO_2 , como lo es la fotosíntesis, tiende a causar precipitación de carbonato de calcio (insoluble en agua) de la solución.
- En lagos, con contenido de calcio normal los valores de pH rara vez exceden los límites 7 - 9.
- Los carbonatos en aguas naturales las hacen estables en pH. Muchos microorganismos y procesos biológicos dependen del pH del agua.

COMPORTAMIENTO DEL OXIGENO

El perfil del O_2 disuelto presenta una estratificación, en la cual hay un decrecimiento gradual del oxígeno en el hipolimnion, causado por los procesos de oxidación. Este decrecimiento depende de:

1. Cantidad de sustancias oxidables (originadas en la zona trofógena, como ocurre en embalses con tiempo de renovación largos). La intensidad de descomposición en la zona trofófica es directamente proporcional a la tasa de producción en la zona trofógena. Las aguas tropicales tienen hacia el fondo déficit de O_2 debido a las temperaturas más altas, presentándose procesos de descomposición más rápidos.
2. la temperatura: la respiración y otros procesos oxidativos dependen de la temperatura. De acuerdo con la ley de Van T´Hoff, la tasa de reacción (oxidación) se duplica cada $10^\circ C$. Esto es crucial en los trópicos, donde se presentan mayores consumos de oxígeno en lagos profundos de climas cálidos que en los climas fríos.
3. La clasificación de Birge y Juday en Norteamérica, en lagos EUTROFICOS (ricos en nutrientes) y OLIGOTROFICOS (pobres en nutrientes), se refiere a la abundancia relativa de nutrientes en un ecosistema o en un compartimiento de un ecosistema, pero no son deducibles directamente del compartimiento de la curva de oxígeno. En el trópico el perfil de oxígeno pierde su importancia como indicador de la magnitud de la productividad orgánica, tomando más interés el comportamiento de la temperatura.

II. RELACION ENTORNO DE UN EMBALSE Y SUS CARACTERISTICAS CON RESPECTO A LAS VARIACIONES CLIMATICAS Y LA CALIDAD DEL AGUA

Muchas consideraciones se pueden hacer si se tiene información de los siguientes aspectos:

- Forma del embalse
- Profundidad del embalse
- Volumen útil de agua
- pendiente media (río afluente, río efluente, embalse)

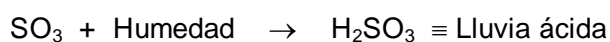
- Espesor del epilimnion
- Tiempo de residencia del agua (relación volumen del embalse y el caudal medio mensual)
- Afluentes al embalse y forma de ingresar al embalse, por la parte hipolimnética creando diferenciales de temperatura.
- Forma de evacuación del agua del embalse cerca al epilimnion o por descargas de fondo en la zona hipolimnética
- Borde del embalse; perímetro, contorno: su influencia en el espesor del epilimnion, en función de corrientes del aire
- Índice cobertura vegetal/área afluente de la cuenca
- carga de sedimentos afluente
- caudal tributario regulado
- Información climática de la Cuenca afluente y efluente
- Inventario de la vegetación y descomposición de la biomasa a inundarse
- Nutrientes que entran al embalse.

III. RELACION RIO - CUENCA HIDROGRAFICA - CALIDAD DE AGUA

El contenido de sustancias químicas en el agua varía enormemente de región a región y es una flexión de la geografía local, del uso del suelo, del clima y factores antrópicos.

No es posible deducir solamente de la geografía local las proporciones y concentraciones de los varios solutos porque:

- Los diferentes minerales difieren en su solubilidad
- Los organismos acuáticos ejercen efectos selectivos sobre las sustancias disueltas
- El agua lluvia, que no necesariamente se origina en la misma cuenca hidrográfica donde se precipita, no es agua pura.
- El agua de lluvia, debido a su alto contenido de CO₂ y porque el ion sulfato está como ácido libre tiene normalmente un pH bajo. Por combustión: SO₃



El ión sulfato (SO_4) es neutralizado a medida que el agua percola a través del suelo y toma iones de calcio de magnesio.

En áreas pantanosas y áreas de bosques con suelos muy orgánicos el agua lluvia que entra finalmente a las quebradas no tiene contacto con suelos minerales. En estos casos las aguas corrientes tienen poco minerales disueltos y algunos iones (fosfatos o nitratos) menos que el agua lluvia, tienden a ser más ácidas debido al intercambio de bases con el suelo orgánico donde se pierden los cationes originales. Tienen un color café debido al alto contenido de coloides orgánicos (y no alcanzan la neutralidad).

Lo más común es que el agua lluvia penetre el suelo mineral y alcance los cursos de agua como flujo subsuperficial a través del suelo mineral. Solo durante un evento de precipitación fuerte el agua entra directamente como flujo superficial (caso cuenca con vegetación natural). Como resultado hay una relación inversa entre descarga y concentración de sales disueltas en el agua. Además hasta cierto punto, la cantidad total de material disuelto aumenta con la precipitación.

Relación: $T = KD^f$

donde: T: Carga total de sólidos disueltos

D: Descarga

K: Constante de proporcionalidad

f: menor que 1

En zona húmedas, con vegetación bien desarrollada la proporción de la carga erosiva disuelta (vs. Partículas) es mayor que en áreas secas. Esto se debe al papel regulador (minimizador) que de la escorrentía tiene la vegetación, permitiendo un mayor tiempo de percolación, por lo tanto mayores concentraciones de material disuelto.

IV. INFLUENCIA O RELACION DE LAS PRACTICAS FORESTALES SOBRE LA CALIDAD DE AGUA.

Bajo la concepción de Sistemas Silviculturales se incluyen las prácticas forestales como: limpia del terreno, utilización del fuego, empleo de herbicidas, fertilización, técnicas de plantación, métodos de explotación, construcción de caminos, transporte de madera. Todas ellas influyen separadamente o en forma integrada en la calidad del agua. En la tabla 1 se determinan algunos impactos de las actividades silviculturales sobre la cantidad y calidad del agua en una cuenca hidrográfica.

Cada cuenca hidrográfica es un caso especial, y por tanto, no hay normas unificadas para evitar que las actividades forestales afecten la calidad del agua. Sin embargo, a continuación se sugieren los siguientes criterios en la implementación de estas actividades:

1. Reforestación de las área que tengan importancia para la conservación del agua del suelo: una decisión importante en esta fase es, evidentemente, la selección adecuada de las especies, de acuerdo con los objetivos del plan, y con la hidrología de las especies (Transpiración, interceptación, consumo de agua, sistema radicular, etc.).
2. Proteger los bosques importantes bajo el punto de vista de conservación del agua del suelo: mantener las condiciones óptimas de infiltración, evitando el escurrimiento superficial y favoreciendo el escurrimiento subsuperficial. Se deben evitar talas rasas, el pastoreo y el uso frecuente del fuego.
3. Para el caso de cuencas hidrográficas con alta producción hídrica, cuyo objetivo sea el control de exceso de humedad, o la protección contra inundaciones, la cobertura forestal tiene una función reguladora del agua, consistente en un bosque con gran consumo de agua, o sea, bosques densos, con especies de elevada transpiración e interceptación; se puede pensar en este caso las especies de raíces profundas, variadas e intensas, suficiente ramificación, hojas pequeñas y abundantes, con población

Tabla 1. Algunos posibles impactos de las actividades silviculturales sobre la cantidad y calidad del agua de cuencas hidrográficas (Adaptada de Lima, 1986).

ACTIVIDAD FORESTAL	IMPACTO POTENCIAL SOBRE		MEDIDAS INDICADAS PARA AMORTIGUAR EL IMPACTO SOBRE LA CALIDAD DEL AGUA
	CANTIDAD	CALIDAD	
1. Explotación del bosque.	Aumento del flujo de agua.	Aumento de la sedimentación y de la pérdida de nutrientes; aumento de la temperatura del agua.	Medida de protección durante las operaciones; establecimiento de fajas ciliares de protección (vegetación de ribera).
2. Conversión de latifoliadas a coníferas.	Disminución del flujo de agua	Los mismos efectos citados antes durante la fase de conversión; retorno gradual a las condiciones originales a medida que la plantación se desarrolla.	Mantener buenas condiciones de infiltración y proteger los cursos de agua durante las operaciones.
3. Sustitución de cobertura forestal por gramíneas.	Aumento del flujo de agua.	Aumento de sedimentación, de la pérdida de nutrientes y de la temperatura del agua.	Mantener buenas condiciones de infiltración y proteger los cursos del agua durante las operaciones.
4. Incendio forestal.	Aumento del flujo de agua.	Aumento de la sedimentación, pérdida de nutrientes y temperatura del agua.	Restablecer la cobertura vegetal.
5. Preparación del suelo.	Depende de la intensidad. Ligero aumento del flujo y del escurrimiento directo; disminución de la recarga del acuífero.	Aumento de la sedimentación y de la pérdida de nutrientes.	Mantener buenas condiciones de infiltración y proteger los cursos de agua.
6. Fertilización.	Ligera disminución	Aumento de la pérdida de	Evitar la aplicación en épocas

	del flujo.	nutrientes, principalmente durante e inmediatamente después de la aplicación.	inadecuadas y en las proximidades de los cursos de agua.
7. Pastoreo.	Aumento del escurrimiento superficial y del escurrimiento directo.	Aumento del nivel de coliformes y de la sedimentación.	Evitar pastoreo excesivo, compactación y acceso a los cursos de agua.
8. Recreación	Mínimo.	Aumento del nivel de patógenos y de la sedimentación.	Pozo séptico, control de focos de erosión, protección de cursos de agua.

constituida por individuos adultos, dominando varios doseles o estratos, de gran volumen de madera y alto aporte de hojarasca.

4. Para las cuencas hidrográficas con problemas de deficiencia hídrica, las especies indicadas deben presentar bajo consumo de agua, además de esto el establecimiento de prácticas silviculturales intensivas que reduzcan el consumo de agua por el bosque, tales como cortas a entresacas selectivas, procurando no perjudicar el adecuado funcionamiento hidrológico del sistema.
5. Recuperación de áreas degradadas: para el alcance de este objetivo involucra la combinación de obras de ingeniería específicamente orientadas al control de escurrimiento superficial, para evitar la continuidad del proceso erosivo, y una planificación del uso del suelo con medidas vegetativas a través de un proceso de revegetación; en este caso es útil la definición de las especies según los grupos ecológicos de pioneras o secundarias para inducir la sucesión natural. Las medidas vegetativas tienden a regularizar los procesos hidrológicos relacionados con el régimen de escurrimiento, con el control de la erosión, con la calidad de agua, así como a la recuperación de otros valores tales como la productividad del sitio, fauna, valores estéticos, etc. La recuperación rápida de la cobertura vegetal es de suma importancia, seguida de una reforestación gradual a medida que se va dando el acondicionamiento adecuado del suelo.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

BEADLE, L. C. 1974. The inland waters of tropical Africa.

CORNARE. 1994. Decreto Número 2105 de 1983. Por el cual se reglamenta parcialmente el Título II de la ley 09 de 1979 en cuanto a potabilización del agua.

CUERVO, F. H. 1978. Parámetros físico - químicos para medir la calidad del agua.

DIEZ, R. y VEGA, E. 1981. Limnología y microbiología sanitaria. U. N.

GARCIA L.,L.C. 1988. Curso de Limnología. Posgrado de Recursos Hídricos, Facultad de Minas. U. N.

GARZON, C. E. 1984. Water Quality in hydroelectric projects.

HUTCHINSON, G.E. 1969. Eutrophication, past and present.

HUTCHINSON, G.E. 1975. A treatise on limnology. Vol. 1.

HYNES, H.B. 1972. The ecology of running waters.

ISA. 1985. Calidad de agua en el sistema Chivor.

ISA - UNIVERSIDAD NACIONAL. 1984. Proyectos hidroelectricos de San Carlos, Calderas, Jaguas y Playas. Vol. 1 Estudios de Calidad de aguas.

LANGFORD, T.E. 1983. Electricity generation and the ecology of natural waters.

LIMA W., de P. 1986. Hidrologia florestal, para manejo de bacias hidrograficas. Cap. XI: Floresta e qualidade da agua. Universidad Sao Paulo.

MARGALEF, R. 1983. Limnología.

MOLCHANOV, A. A. 1971. Hidrologia florestal. Capitulo XXI: Fundacao Caloaste Galbenkian Lisboa. 419 p.

PACKER, P. E. Forest treatment effects on water quality. Páginas 687 - 699.

PAYNE, A.I. 1986. The ecology of tropical lakes and rivers.

ROLDAN P.,G. 1992. Fundamentos de limnología Neotropical. Editorial Universidad de Antioquia. Medellín, 509 p.

SIOLI, H. 1975. Tropical rivers as expressions of their terrestrial environments. IN: Golley, F. Tropical ecology systems.

VEGA, E. 1996. Notas para un curso de limnología. Universidad Nacional. Medellín.

VELEZ, R. L. 1983. La calidad del agua y su relación con algunas prácticas forestales. Seminario Universidad Nacional.

WETZEL, R. G. 1983. Limnología. Editorial OMEGA.

ANEXO 1 :

EUTROFICACION EN LAGOS

Eutroficación: significa buena nutrición. Las plantas requieren muchos nutrientes como: N y P los cuales generalmente son limitantes para el crecimiento.

Muchos embalses tienden a estar libres de algas y otras plantas puesto que el P y el N están en cantidades limitadas.

Pero con aplicación de fertilizantes en uso intensivo la escorrentía aporta compuestos de N y P a los ríos y embalses.

Cuando el N es el nutriente que limita la tasa de crecimiento vegetal, o sea los otros nutrientes están en exceso, se dice que el N es el limitante del crecimiento. Igual sucede con el P.

Cuando la relación N:P está en el rango de 5 - 10 en peso se dice que el crecimiento no está limitado ni por el N ni por el P. Cuando la relación N:P es mayor de 10, el P tiende a ser el limitante y cuando la relación N:P es menor de 5, el N tiende a ser el limitante. En lagos tropicales Vollenweider propuso la relación N:P = 9: 1 de la FIGURA 1, la cual indica que los lagos tropicales están limitados por P.

METODO DE LA RELACION ENTRE NUTRIENTES: para predecir la ocurrencia o no de eutroficación en un embalse:

1. Carga de nitrógeno: se calcula como se indica a continuación:

$Q = m^3 / s =$ caudal promedio influente (para fuentes puntuales y distribuidas)

CN = concentración promedio de N. Orgánico mas N- NH₃ en el influente

N = carga de nitrógeno = $Q \times CN$ ($m^3 / s \times mg/l = Kg / día$)

2. Carga de Fosforo:

Q = caudal medio influente (puntual mas distribuido) en m³/s

CP = concentración promedio de fósforo total en mg/l

P = carga de fósforo = $Q \times CP$ (m³/s x mg/l = Kg / día)

3. Relación N : P se consulta el valor dado de un embalse con la Figura 1 y se puede deducir si el P o el N es limitante del Proceso de Eutroficación.

Ejemplo:

$$Q = 35.4 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$CN = 1.2 \text{ mg / l}$$

$$\text{Carga de N} = Q \times CN = 35.4 \text{ m}^3/\text{s} \times 1.2 \text{ mg/l} \times 10^3 \text{ l/m}^3 \times 86400 \text{ s/día} \times 1 \text{ Kg/ mg } 10^3 \times 10^3 = 3670 \text{ Kg / día}$$

$$CP = .12 \text{ mg / l}$$

$$\text{Carga Fosforo} = Q \times CP = 35.4 \text{ m}^3 / \text{s} \times 0.12 \text{ mg/l} = 367 \text{ Kg / día}$$

Relación N : P = $3670 / 367 = 10 : 1$ Lo que indica que está por encima del límite en el cual el fósforo es el compuesto limitante para que se presente eutroficación. Ver Figura 1.

METODO DEL CEPIS para zonas de lagos tropicales para determinar Eutroficación:

Ejemplo:

a. Carga superficial de p = $L_p = 11.16 \text{ gm/m}^2/\text{año}$

b. Tiempo de residencia del agua = $t_w = 0.1 \text{ año}$

Cálculo del término = L_p / z

Donde z : profundidad media del embalse. Ej: 25 m.

Entonces: $11.16 \text{ gm} / \text{m}^2 / \text{año}$ dividido por 25 m = $0.45 \text{ gm/ m}^3 / \text{año}$

Consultando la Figura Siguiete: el embalse del Ejemplo es OLIGOTRÓFICO (estando en el límite de mesotrófico).,

TEMA VIII

USO EFICIENTE DEL AGUA POR LAS PLANTAS

Resumen Tomado de: Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests. Editor: Sadanandan Nambiar y Alan G. Brown. Australia. 1997

Cap, 7, p. 233-238.

Traducido por: Luis Gonzaga Giraldo López. Mg. Sc. Profesor Asociado. Departamento de Ciencias Forestales. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

El uso eficiente del agua (WUE: water use efficiency) se puede expresar sobre una base instantánea o para un periodo largo. Es posible determinar el WUE porque simultáneamente se miden el CO₂ y los flujos de agua en las mismas escalas temporales y espaciales utilizando pequeñas cámaras.

Dado el gran número de especies de Eucalyptus, es sorprendente el poco número de datos publicados sobre los patrones de intercambio de gases de las especies de plantaciones tropicales, así que respecto a generalizaciones sobre el WUE es difícil hacerlas aún para este sólo género importante (LIMA, 1993) . Sin embargo, una compilación de los estudios disponible, incluyendo datos de las especies forestales tropicales utilizadas en plantaciones en regiones tropicales, así como también algunas especies de árboles de las zonas templadas, con el fin de hacer comparaciones, se muestran en la Tabla no. 7.3. El rango general en el cual se mueve el WUE es desde 2.0 hasta 7.5 μ mol CO₂ / MMOL H₂O, con valores tendiendo a formar pequeños grupos con rangos comparables. Por ejemplo, valores de WUE para las especies de Eucalyptus caen en el rango superior para todas las especies (bajo

condiciones ambientales). Los resultados muestran también un incremento significativo del WUE a medida que se aumentan las concentraciones de CO₂ y decrecen en forma marcada con el estrés de los suelos salinos.

El Eucalyptus es la especie más utilizada en plantaciones tropicales y actualmente es el centro de controversia, atribuyéndosele unas tasas

Tabla 7.3 Uso eficiente del agua (WUE_i) instantánea, presentada por diversos autores.

Especies	WUE_i (mmolCO ₂ / mmol H ₂ O)
Cambretum quadrangulare	2.2
C. quadrangulare	0.5
Ceiba pentandra	3.0
Eritrina variegata	4.9
Eucalyptus camaldulensis	2.5
E. camaldulensis	0.9
E. camaldulensis	3.8 – 5.7
E. globulus	7.0
E. grandis	4.1 - 6.9
E. maculata	6.7
E. maculata	5.0
E. maculata	4.1
E. pauciflora	7.5
E. phaeotrica	3.7 –7.0
E. torelliana	3.9 – 6.9
E. urophylla	4.6 - 6.3
Larix eurolepis	5.5
Picea sitchensis	6.0
Pinus contorta	4.4
P. radiata	2.0 – 3.5
P. sylvestris (maduro)	3.9
P. sylvestris (joven)	4.0
P. taeda	3.0 –4.4
Podocarpus oleifolius	4.8

anormales y altas de consumo de agua. Tales tasas podrían estar asociadas con tasas altas de crecimiento, bajo WUE, o ambas cosas. De todas maneras, dado el gran número de especies en el género, no sorprende que halla una variación significativa entre ellas y en términos de la anatomía estomática, aclimatación y otras características morfológicas y fisiológicas, las cuales podrían afectar el uso del agua (Ladiges,1975, Slatyer and Ferrar,1977, Carr y Carr, 1978). Una revisión hecha por Lima (1993) indica que dos subgéneros de *Eucalyptus* se pueden caracterizar por estrategias en el uso del agua muy diferentes (Genero *Monocalyptus*: presenta una estrategia poco desarrollada en el control estomático del agua; Genero *Simphyomyrtus*, incluye todos los eucaliptos tropicales: presenta una estrategia bien desarrollada en el control estomático del agua). Esto puede conducir a un agrupamiento más funcional de las especies en estudios futuros, lo cual permitiría una mejor selección de la especie para un ambiente en particular.

La pregunta es si los *Eucalyptus* u otras especies de rápido crecimiento, producen más biomasa por unidad de agua consumida, cuando se comparan con otras especies de árboles, lo cual reviste particular interés. Es difícil obtener, bajo condiciones de campo , valores absolutos de requerimiento de agua para la producción de madera. Sin embargo, existen muchos valores de estudios de campo y otros más que se pueden obtener a partir de los datos publicados (Tabla 7.4) . De estos pocos estudios publicadas parece ser que las plantaciones de *Eucalyptus* tienen un promedio de 2.6 gr biomasa producida por Kg de agua consumida (usando el valor mínimo de Olbrich et al.1993, el rango representa valores para clones de *E. grandis*), éste es más alto que el encontrado para *Pinus caribaea* y otras especies de árboles tropicales. Los resultados de Eastham et al , 1990, muestran un claro incremento del WUE a medida que se incrementa la densidad de arboles (con un valor de 1.3 para 82 árboles por hectárea), probablemente debido a que se estabiliza la superficie evaporativa o índice de área foliar - L^* - (así se limita

el incremento futuro en el uso del agua) mientras que el incremento de la biomasa continúa hasta incrementarse con más árboles.

Finalmente, si la conductancia estomática es muy baja, se incrementan las concentraciones de CO₂; tal respuesta puede compensarse hasta cierto punto por la estimulación de la fotosíntesis, pero muy posiblemente se reducirá la transpiración (Jarvis, 1987). El efecto integrado es observado generalmente como un incremento del WUE (Oberbauer et al. 1985; Eamus, 1991; Ziska et al. 1991).

Tabla 7.4. Uso eficiente de agua(WUE_p) a nivel de plantas:

Especies	WUE _p (g biomasa/kg H ₂ O	Referencia
Acacia auriculiformis	1.2	Chatuverdi et al. 1988
A. nilotica	1.3	Chatuverdi et al. 1988
Albizia lebbek	1.7	Chatuverdi et al. 1988
Eucalyptus globulus	2.0	Pereira et al. 1988
E. grandis	3.0 – 6.1 *	Olbrich et al. 1993
E. grandis (2150 arboles/ha	4.6	Eastham et al. 1990
E. grandis(304 arboles/ha	1.9	Eastham et al.1990
E. grandis	2.9	Lima et al. 1990
E. maculata	2.3	Wong and Dunin,1987
E. tereticornis	1.9	Chatuverdi et al. 1988
Pinus caribaea	2.1	Lima et al. 1990
P. caribaea	1.3	Waterloo, 1994
Prosopis juliflora	1.4	Chatuverdi et al.1988

- Variación entre cuatro clones

Por ejemplo, Lima y Jarvis (1995) y Lima et al. (1995) encontraron que la conductancia estomática decrecía significativamente por encima de un ciclo de 5 días secos para cinco especies de Eucalyptus en condiciones ambientales y con duplicaciones de la concentración de CO₂, mientras que la fotosíntesis se mantuvo en un nivel más alto para elevadas concentraciones de CO₂ en las plantas durante todo el tiempo (Tabla 7.1; ver tambien Colquhoun et al. 1984; Chaves y Pereira, 1992). Sin embargo, incrementos en área foliar pueden compensar incrementos en WUE y producir aún tasas altas de transpiración a nivel de rodal (al menos si la superficie evaporativa -L*- no es tan alta dado que toda la luz ha sido interceptada).

Nota:

Consultar para este tema: **López R. J. C., Riaño H. N.M. , Lopez F. Y. 2001.** Características fotosintéticas de cinco especies forestales. Rev. CENICAFE. Vol. 52. N. 3. 161-169 p.

Resultados:

<i>Especie</i>	<i>WUE (g biomasa/kg H₂O)</i>
Tabebuia rosea	0.118
Cordia alliodora	0.138
Cedrella odorata	0.122
Vitex cymosa	0.147
Prunus integrifolia	0.17

TEMA IX

BALANCE HIDRICO SEGÚN THORNTHWAITE Y MATHER

Profesor: Luis Gonzaga Giraldo L. Curso de Hidrología. Carrera de Ingeniería Forestal. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellin.

Este sistema está bastante difundido en América Latina.

Los datos necesarios de insumos para evapotranspiración potencial se calculan con el método de Thornthwaite.

Con este método también se hace la presunción de una capacidad máxima de almacenamiento hídrico del suelo y una presunta extracción de esta agua proporcional a la cantidad de agua actualmente almacenada en el suelo. La capacidad de retención de humedad del suelo depende del tipo de suelo y su estructura y el tipo de vegetación que crece en superficie. Al mismo tiempo diferentes especies de vegetación, tienen raíces de diferentes profundidades.

Se han preparado tablas para computar el balance hídrico para diferentes valores de capacidades hídricas del suelo (desde 25 a 400 mm).

Thornthwaite presenta la siguiente tabla para la capacidad máxima de retención de agua para diferentes combinaciones de suelo y vegetación:

= Bosque adulto tupido:

TIPO DE SUELO	AGUA DISPONIBLE (mm)/m	PROFUNDIDAD RAICES (m)	TABLA DE RETENCIÓN DE HUMEDAD DE SUELO CORRESPONDIENTE (mm)
Arena fina	100	2.50	250
Francoarenoso fino	150	2.00	300
Franco limoso	200	2.00	400
Franco arcilloso	250	1.60	400
Arcilloso	300	1.17	350

= Cultivos de raíces profundas:

Se utilizan tablas de retención de humedad del suelo de 100mm para suelos arenosos y 200 mm para suelos arcillosos. Raíces hasta 1m de profundidad.

= Árboles frutales:

Se utilizan tablas de retención de humedad del suelo de 150 mm para suelos arenosos y 250 mm para suelos arcillosos. Raíces hasta 1.60 de profundidad.

PROCEDIMIENTO PARA EL BALANCE HIDRICO

Elegida la capacidad de retención de humedad máxima del suelo se siguen los siguientes pasos para calcular el balance hídrico: (Ver ejemplo 1.)

1. Se calcula la evapotranspiración potencial mensual (EP) en mm. (Se usa un método cualquiera de los existentes) para el período.
2. Se utilizan los valores de precipitación promedia mensual (en mm) de la estación para el período.
3. (P-EP) Se calcula la precipitación menos la evapotranspiración potencial.

Un valor negativo de P-EP indica la cantidad de precipitación que falta para satisfacer la necesidad potencial de agua de la vegetación que cubre la superficie: (Deficiencia de Humedad)

Un valor positivo de P-EP indica la cantidad de exceso de agua, la cual puede ser utilizada en ciertos períodos del año para el incremento de la humedad y el escurrimiento superficial.

4. (PPa) Pérdida Potencial de Agua Acumulada: los valores negativos P-EP representan una deficiencia potencial de agua y son sumados mes a mes para el cómputo del paso siguiente.
 - a) En localidades secas (el total anual de P-EP es negativo ejemplo 1.) es necesario encontrar un valor de deficiencia potencial de agua desde el cual iniciar la acumulación de los valores negativos P-EP en fila PTA. Esto puede lograrse mediante una serie de aproximaciones sucesivas comenzando con un valor estimado de deficiencia potencial de agua al comenzar el primer mes cuando P-EP es negativo. Sumando la totalidad de los valores negativos a esta estimación y convirtiendo el resultado en valor de humedad retenida por el suelo por medio de la tabla correspondiente, se obtienen un valor estimado de la humedad retenida por el suelo al final del período negativo P-EP.) Sumando la totalidad de los valores positivos P-EP, se obtiene así una estimación de la humedad retenida al final del período de acumulación. Convirtiendo estos valores en pérdida potencia de agua (mediante la lectura en el margen izquierdo de la tabla, el valor correspondiente a la humedad retenida en el cuerpo de la tabla), de nuevo se obtiene el valor de deficiencia potencial al comienzo del período con valores de P-EP negativos.

Repitiendo este proceso (ver ejemplo 1) se sobtiene un cierre aproximado de los valores de deficiencia potencia con lo cual se comienza la acumulación de valores negativos P-EP. Si este proceso de acumulación de deficiencia potencial se va repitiendo al final del

último mes, con valores positivos P-EP podemos encontrar diferencias con la suma de los valores positivos y negativos de P-EP. Este, luego es el valor correcto para usar en la acumulación de los valores de pérdidas potencial de agua (PPa) y se coloca en el Balance Hídrico en la fila PPa, entre paréntesis y debajo del último mes de los positivos P-EP.

- b) En las localidades húmedas (ver ejemplo 2), la suma de todos los valores P-EP es positiva, entonces el valor de la pérdida potencial de agua acumulada (Ppa) con el cual se debe comenzar la acumulación de valores negativos de P-EP es 0, al final del último período húmedo.
5. Cálculo del almacenaje (A): La Tabla de humedad retenida en el suelo permite encontrar la humedad almacenada después que ha ocurrido una pérdida de una determinada cantidad de agua potencial acumulada.

Se busca cada valor de la pérdida de agua (Ppa) potencial acumulada en el renglón respectivo del cuerpo de la tabla, y se coloca este valor de agua almacenada en el lugar correspondiente del renglón de almacenaje. Después que la humedad del suelo acumulada para cada mes con valores negativos de P-EP, ha sido encontrada en la tabla, los valores positivos de P-EP representan incrementos de la humedad del suelo que deben ser sumados mes a mes.

Cuando esta acumulación lleva el almacenaje de humedad del suelo a valores superiores a la máxima capacidad de retención de humedad del suelo (para el ejemplo 1 (100mm) se mantendrá como almacenaje este valor (100 mm) hasta el mes en que ocurra el primer valor negativo del P-EP.

6. Variación de Almacenaje (VA): Se obtiene la diferencia entre la cantidad de humedad almacenada mes a mes (fila A). Cuando el valor es el máximo valor de retención de humedad se presume que no hay cambio en el almacenaje del suelo (se coloca 0). Este valor es positivo cuando el suelo gana agua y negativo cuando pierde.
7. Evapotranspiración real (ETR) o Actual. Para calcularla se adopta el siguiente criterio:

Cuando $P > EP$, el suelo permanece lleno de agua y la evapotranspiración real es igual a la potencial. ($ETR = EP$)

Cuando la $P < EP$, el suelo comienza a secarse y la evapotranspiración real comienza a ser menor que la potencial posible. En estos casos la evapotranspiración real es igual a la precipitación más la cantidad de agua cedida por la humedad almacenada en el suelo (la variación de almacenaje sin considerar el signo). $ETR = P + VA$.

- 8) Deficiencia de Humedad = (D): La cantidad por la cual la evapotranspiración real y potencial difieren en cualquier mes, es la deficiencia de humedad

correspondiente a ese mes.

- 9) Exceso de humedad (E): Después que el almacenaje de humedad alcanza el máximo valor de retención de humedad del suelo en mm. Cualquier excedente de precipitación es exceso de humedad y es considerado como escurrimiento superficial.

En el ejemplo 1 ningún mes supera el máximo valor del almacenamiento de humedad de 100mm.

EJEMPLO 1.: BALANCE HIDRICO SEGÚN THORNTHWAITE Y MATHER
(Localidad seca. Máxima capacidad de retención de la humedad del suelo 100 mm.)

	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	Σ
EP	67	77	89	106	103	98	92	83	85	72	62	52	986
P	9	19	48	71	66	98	126	107	113	52	28	3	740
P-EP	-58	-58	-41	-35	-37	0	+33	+24	+28	-20	-34	-49	332+85
PPa	-174	-232	-	-	-345				(-13)	-33	-67	-	
			273	308								116	
A	17	9	6	4	3	3	36	60	88	71	50	30	
VA	-13	-8	-3	-2	-1	0	+33	+24	+28	-17	-21	-20	
ETR	22	27	51	73	67	98	92	83	85	69	49	23	
D	45	50	38	33	36	0	0	0	0	3	13	29	
E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Para calcular el valor de pérdida potencial de agua acumulada (Ppa) que está entre paréntesis en el ejemplo (-13) se procedió así:

La suma de los valores de P-EP es negativa (región seca) ($-332+85 = -247$), de manera que es necesario usar el método de aproximación sucesiva para obtener el valor (-13) a partir del cual se comenzará la acumulación de los valores (P-EP en la fila PPa). Se usa tabla para 100 mm de retención de humedad del suelo y se encuentra en el cuerpo de la misma el valor de retención de humedad de suelo igual a los totales negativos de P-EP (-332). Este es equivalente a 3. Añadir a este valor de 3 la suma de los valores positivos P-EP(85); se obtiene un nuevo valor estimado de retención de 88 al final del período húmedo. Se busca este valor en el cuerpo de la tabla y en el borde de la misma se lee el valor que da la cantidad de pérdida potencial de agua que ocurre para este valor de retención; en este caso es 13. Se añade el total de los valores negativos de P-EP (-332) a este valor ($332+13=345$) y se encuentra el nuevo valor de retención de humedad al final del período seco en el cuerpo de la tabla; el valor es nuevamente 3. De nuevo agregamos el total de los valores positivos de P-EP(85) y se obtiene 88 y se busca en el cuerpo de la tabla, y en el borde de la misma se lee nuevamente (13) el

valor estimado de retención de humedad del suelo al final del período húmedo. Sucesivas adiciones no cambiarán esta cifra (13), y así hemos determinado para la fila Ppa el valor de pérdida potencial de agua (-13) con el cual se comienza la acumulación de los valores negativos de P-EP.

EJEMPLO 2. Balance hídrico para una localidad húmeda. Máxima capacidad de retención de humedad del suelo = 100 mm.

	E	F	M	A	M	Jn	Jl	A	S	O	N	D	
P	234	196	137	54	41	40	23	27	46	121	138	195	1257
EP	124	107	114	79	68	60	67	87	96	125	132	131	1190
P-EP	110	89	23	-20	-27	-20	-44	-60	-50	-4	6	64	+292 -225
PPa			0	-20	-47	-67	-	-	-	-	-	-	
A	100	100	100	81	62	50	32	17	10	10	16	80	
VA	20	0	0	-19	-19	-12	-18	-15	-7	0	6	64	
ETR	124	107	114	73	60	52	41	42	53	125	132	131	
D	0	0	0	6	8	8	26	45	43	0	0	0	
E	90	89	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

GRAFICO: del balance hídrico: Después de hechos los cálculos del balance se transfiere esta información a un gráfico en cuyo eje de abcisa se coloca el tiempo en meses o período de balance y en la ordenada los valores en milímetros variables del agua, o sea los valores referentes a precipitación, evapotranspiración potencial y evapotranspiración real. La gráfica resultante delimita los períodos en los cuales hubo exceso de agua, restitución de agua al suelo, deficiencia de agua y utilización de agua del suelo.

CÁLCULO DE BALANCE HÍDRICO EN LA ASOCIACIÓN CLIMÁTICA

Paso 1. En la línea 1 de la tabla de valores para el cálculo del balance hídrico, se colocan los promedios, de un término largo, de las biotemperaturas medias mensuales.

La bio-temperatura calculada como promedio de todos los períodos unitarios con valor de 0 para todos los períodos inferiores a 0°C o superiores a 30°C se considera ahora como la medida más apropiada del calor con respecto a la vegetación desarrollada en condiciones naturales. También se entra en la última columna la biotemperatura media anual, la cual se calcula así para altura entre 0 y 1000 m.

$$\text{Bio-temperatura} = t - \left[\frac{3\text{latitud}}{100} (t - 24)^2 \right]$$

Las biotemperaturas en las latitudes bajas y a elevaciones por encima de 1000 msnm son idénticas a las T° medias promedio.

Paso 2. Como se ha discutido antes la evapotranspiración potencial es una función directa de la biotemperatura. La evapotranspiración potencial para cada mes y su total anual, se computa multiplicando las biotemperaturas medias de cada mes por las constantes 5,00 para los meses de 31 días, 4,84 para los meses de 30 días y por 4,56 para el mes de febrero. Cada producto se calcula al milímetro más cercano y se coloca en la columna correspondiente a su mes, en la Línea 2. Para obtener la evapotranspiración potencial total del año, que se coloca en la última columna de esta fila, se suman los valores correspondientes a los doce meses.

Paso 3. A base de los datos de un período largo de precipitación, se obtienen los promedios mensuales de precipitación total, que se entran en forma parecida, más el total anual, en las columnas de la Línea 4.

Paso 4. Cuando la precipitación total anual es igual o mayor que la evapotranspiración potencial total durante el año (Línea 4 y 2, respectivamente), la evapotranspiración real potencial (Línea 3) es igual a la evapotranspiración potencial (línea 2) por meses y se pueden combinar las líneas 2 y 3, como se ha hecho en algunas de las tablas presentadas en este estudio. Pero cuando la precipitación total anual es menor que la evapotranspiración potencial, es necesario hacer un ajuste para los efectos de la vegetación natural que, debido a sus adaptaciones especiales al grado de sequedad existente en tales climas, tendrá una reducida transpiración potencial. El ajuste se hace en la forma siguiente: a) se divide la precipitación total anual por la evapotranspiración potencial total anual, lo que dará un valor siempre inferior a 1,00; b) empleado este valor como una constante, se multiplica sucesivamente con los valores mensuales de evapotranspiración potencial ya entrados en la Línea 3, anotando los productos de la multiplicación en las columnas apropiadas de la Línea 3; c) el total de los valores obtenidos así, que corresponde a la evapotranspiración real potencial anual, se coloca en

la última columna de esta línea. Este total será siempre igual a la precipitación total anual.

Paso 5. Se calcula el sobrante de agua (Línea 7). Para cada mes con un total de precipitación (Línea 45) mayor que su evapotranspiración real potencial (Línea 3, ó Línea 2-3 combinadas), se resta el valor de evapotranspiración real potencial del valor de precipitación y se coloca la diferencia en la columna correspondiente al mes en la Línea 6. En las otras columnas de esta fila se pone un 0 (cero). El total de los valores se entra en la última columna de la Línea.

Paso 6. Se calcula el faltante de precipitación (Línea 12). Para cada mes con un total de precipitación (Línea 4) menor que su evapotranspiración real potencial (Línea 2-3 combinadas), se resta el valor de precipitación del valor de evapotranspiración real potencial y se coloca la diferencia en la columna correspondiente al mes en la Línea 12. En las otras columnas se pone un 0 (cero). El total de los valores se entra en la última columna de la Línea.

Paso 7. Para todos los meses con un sobrante de agua (Línea 6) y también para los meses en los cuales la precipitación (Línea 4) es exactamente igual a la evapotranspiración potencial (Línea 3, ó Líneas 2-3 combinadas), la evapotranspiración real (Línea 5) será igual a la evapotranspiración real potencial, cuyos valores se insertan para estos meses, en la Línea 5.

Paso 8. Para los meses con menos precipitación (Línea 4) que evapotranspiración real potencial (Línea 3, ó Líneas 2-3 combinadas), la evapotranspiración real (Línea 5) será igual a la precipitación (Línea 4) además de hasta el 50% del agua almacenada en el suelo al fin del mes (Línea 9) anterior. Para el cómputo de este valor es necesario, primero, calcular el total de agua que puede ser almacenada. Considerando que se trata solamente del suelo zonal para la zona de vida en cuestión, sin fuentes de humedad adicional a la precipitación misma, esta cantidad debe ser equivalente a la capacidad de campo del suelo, medida en milímetros de precipitación con base en estudios preliminares, se estima que la capacidad de campo sería equivalente a aproximadamente el 10% de la precipitación total anual. (Este valor es tentativo).

Como es probable que el suelo llegará a su capacidad de campo, por lo menos durante el último mes del período más largo de lluvias, se toma el último mes de dicho período mediante el examen de los meses que demuestran un sobrante de agua (Línea 6), y se inserta el valor equivalente a 10% de la precipitación anual (Línea 4) bajo este mes en la Línea 9.

Paso 9: Se calcula y colocan los valores para la evapotranspiración real (Línea 5) en el resto de las columnas, avanzándose progresivamente por meses desde el primer mes después del último que muestra un sobrante de agua, es decir, para el cual se ha insertado el valor de agua almacenada al fin del mes mencionado en el Paso 8. Después de colocar el valor calculado para el mes de diciembre, se pasa directamente a la columna para enero y se sigue así sucesivamente.

El procedimiento es sencillo. En tanto que la precipitación para estos meses es siempre menor que la evapotranspiración real potencial, se averiguan primero que cantidad de

agua, añadida a la precipitación, se necesita para alcanzar el valor de evapotranspiración real potencial para el mes. Esta cantidad será igual al faltante de precipitación anotado para el mes en la Línea 12. Si esta cantidad es igual a, o menor que, el 50% del agua almacenada al fin del mes anterior, la evapotranspiración real (Línea 5) será también igual a la evapotranspiración real potencial (Línea 3, ó Línea 2-3 combinadas), cantidad que está puesta en la columna correspondiente al mes en la Línea 5. La cantidad restada para completar el faltante de precipitación se coloca en la Línea 8, agua que sale del suelo, y la cantidad restante en el suelo al fin de este mes se indica en la Línea 9. En la Línea 11, faltante de agua en el suelo, se añade esta misma cantidad restada a cualquier total que existía antes, de tal manera que la suma del mes de las líneas 9 y 11 será siempre igual a la cantidad calculada, equivalente a la capacidad de campo (Paso 8).

Si, al contrario, el faltante de precipitación (Línea 12) del mes es mayor que el 50% del agua almacenada en el suelo al fin de 1 mes anterior (Línea 9), se resta solamente el 50% de dicha cantidad y se añade a la precipitación (Línea 4) para obtener la cantidad total que se inserta para el mes en la Línea 5. Antes de proceder al mes siguiente, se colocan los valores correspondientes en las Líneas 8, 9 y 11 en la manera descrita arriba.

Paso 10: Al llegar otra vez a un mes que demuestra un sobrante de agua (Línea 6), el procedimiento es inverso. El sobrante de agua se usa primero para reabastecer la deficiencia en el suelo hasta que éste llegue de nuevo a su capacidad de campo. Esta deficiencia es igual a la cantidad indicada como faltante de agua en el suelo (Línea 11) para el mes anterior. Siendo esta cantidad igual o mayor que el sobrante de agua para el mes en cuestión, todo el sobrante (Línea 6) constituye agua que entra al suelo (Línea 7) y se añade al total de agua almacenada en la columna del mes en la Línea 9. Al mismo tiempo, se resta esta cantidad del total del mes anterior para obtener el valor correspondiente al presente mes para la Línea 11, faltante de agua en el suelo.

Si, al contrario, la cantidad para el mes anterior en la Línea 11 es menor que el sobrante de agua del mes, el valor para poner en la Línea 7 es igual a lo faltante, el agua almacenada al fin del mes será igual a la capacidad de campo y el faltante de agua en el suelo al fin del mes será cero. La diferencia entre el sobrante (Línea 6) y el agua que entra en el suelo (Línea 7) se calcula para colocar en la Línea 10, escurrimiento.

Para los meses en los cuales haya normalmente tanta precipitación que el suelo quede saturado a su capacidad de campo y todo el sobrante de agua constituya escurrimiento (Línea 10), los valores correspondientes a las Líneas 7, 8, 11 y 12 serán cero.

Paso 11: El paso final de la tubulación mensual es el de sumar los valores de faltante de agua en el suelo (Línea 11) y faltante de precipitación (Línea 12) para obtener para cada mes el faltante total de agua (Línea 13). Estas sumas ayudan a indicar el grado de severidad de la sequía de los meses secos del año. Cuando la evapotranspiración real (Línea 5) de un mes es menor que la evapotranspiración real potencial, el faltante total del agua (Línea 13) será siempre mayor del 100% de la capacidad de campo del suelo (Paso 8). Se consideran todos estos meses como efectivamente secos en su totalidad.

Los meses en los que la evapotranspiración real es igual a la evapotranspiración real potencial pero con un faltante total de agua mayor de 70% de la capacidad de campo, se

consideran como efectivamente secos durante los últimos quince días, mientras aquellos cuyo faltante total de agua es menor del 70% son considerados como efectivamente húmedos en el año promedio. Estas consideraciones se aplican, por supuesto, solamente a las áreas caracterizadas por la vegetación natural en su estado primario de la asociación climática.

Paso 12: El último paso del cálculo consiste en sumar los valores mensuales para obtener el total promedio del año para la evapotranspiración real (Línea 5), el sobrante de agua (Línea 6), el escurrimiento (Línea 10) y el faltante de precipitación (Línea 12). Las Líneas 7, 8, 9, 11 y 13 no llevan totales anuales.

Una vez terminada la tabulación en la forma descrita, se pueden ver claramente las características estacionales de los factores climáticos principales durante el año promedio para el lugar en cuestión. Se pueden identificar, según los indicios mencionados arriba, los meses efectivamente secos y húmedos, y apreciar el grado de severidad de la sequía, así como también las tendencias más marcadas de escurrimiento durante los meses de mayor precipitación. Se puede, además hacer referencia a las fórmulas y gráficas presentadas por Holdridge (11) para relacionar la evapotranspiración potencial para establecer el grado de desviación climática del lugar, y medir, así, si se encuentra en un clima zonal o si pertenece a una asociación atmosférica. Después de completar los cálculos, estos datos tabulares en las figuras que acompañan a las tablas del balance hídrico en los capítulos siguientes.

1. Biotemperatura
2. Evapotranspiración Potencial (biot xk)
3. Evapotranspiración real potencial
4. Precipitación
5. Evapotranspiración real
6. Sobrante de agua
7. Agua que entra al suelo
8. Agua que sale del suelo
9. Agua almacenada en el suelo al final del mes
10. Escurrimiento
11. Faltante de agua en el suelo
12. Faltante de precipitación
13. Faltante total de agua

Tomado de:

Zonas de vida de Venezuela, Ewel, Madrid y Tosi, 1968. Caracas. Ven Minst. De Agricultura y Cnia. Dirección de Investigaciones p.45-48.

Nota: Para calcular la Evapotranspiración potencial por meses, Ewel dice que es una función de la T_{bio} y se calcula así:

$$ET = T_b \times K_i$$

T_b = biotemp. en meses

K_i = etc que depende del número de días así:

Luis Gonzaga Giraldo

Meses con 31 días Π Ki = 5.00

Meses con 30 días Π Ki = 4.84

Mes de febrero Π Ki = 4.56