

## **Funciones hidrológicas de los bosques tropicales: ¿no viendo el suelo para los árboles?**



**Por Leendert Adriaan Bruijnzeel**  
sampurno.bruijnzeel@geo.falw.vu.nl

**Extraído de:**

**Agriculture, Ecosystems and Environment 104 (2004) 185–228**

**Traducido por Mauricio Auza Aramayo**  
**(CLAS-UMSS)**

**Enero, 2010**

## **TABLA DE CONTENIDO**

<b>RESUMEN</b> .....	<b>3</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>4</b>
<b>2. BOSQUES TROPICALES Y PRECIPITACIÓN</b> .....	<b>7</b>
2.1 ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO .....	8
2.2 ESTUDIOS DE SIMULACIÓN .....	11
2.3 “BOSQUES NUBLADOS” MONTANO TROPICALES .....	15
<b>3. BOSQUES TROPICALES Y PRODUCCIÓN HÍDRICA</b> .....	<b>17</b>
3.1 RESULTADOS “CONTRADICTORIOS” .....	17
3.2 CAMBIOS EN LA PRODUCCIÓN HÍDRICA DURANTE LA REGENERACIÓN DEL BOSQUE .....	20
3.3 CAMBIOS EN LA PRODUCCIÓN HÍDRICA QUE SIGUEN A LA CONVERSIÓN DEL BOSQUE .....	22
3.4 EFECTOS DE ESCALA .....	24
<b>4. CAMBIOS EN EL RÉGIMEN DE FLUJO RESULTANTES DE LA CONVERSIÓN DE BOSQUES TROPICALES</b> .....	<b>27</b>
4.1 FLUJOS DE LA ESTACIÓN SECA .....	27
4.2 FLUJOS DE TORMENTA Y CRECIDAS: EFECTOS LOCALES .....	31
4.3 FLUJOS DE TORMENTA Y CRECIDAS: EFECTOS MÁS ALLÁ DEL SITIO .....	34
<b>5. EFECTOS HIDROLÓGICOS DE LA (RE)FORESTACIÓN</b> .....	<b>36</b>
<b>6. BOSQUES TROPICALES Y PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN CUENCAS</b> .....	<b>40</b>
6.1 CONSIDERACIONES GENERALES .....	40
6.2 EROSIÓN SUPERFICIAL .....	43
6.3 EROSIÓN EN CÁRCAVAS .....	45
6.4 MOVIMIENTOS EN MASA .....	45
6.5 PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN CUENCAS.....	46
<b>7. NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN</b> .....	<b>48</b>
7.1 EFECTOS DE LA CONVERSIÓN DE BOSQUES SOBRE LOS PATRONES REGIONALES DE LLUVIA .....	49
7.2 EFECTOS DEL CAMBIO DE LA COBERTURA DE LA TIERRA SOBRE LOS FLUJOS BAJOS .....	50
7.3 EFECTOS DEL CAMBIO DE LA COBERTURA DE LA TIERRA SOBRE EL ESCURRIMIENTO Y LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS .....	52
<b>8. CONCLUSIONES</b> .....	<b>54</b>
<b>RECONOCIMIENTOS</b> .....	<b>55</b>
<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>55</b>

## **Funciones hidrológicas de los bosques tropicales: ¿no viendo el suelo para los árboles?**

Por L.A. Bruijnzeel (Sampurno)  
[sampurno.bruijnzeel@geo.falw.vu.nl](mailto:sampurno.bruijnzeel@geo.falw.vu.nl)

Traducido por Mauricio Auza Aramayo  
CLAS-UMSS

### **Resumen**

Diferentes percepciones de los impactos que se dan sobre las funciones hidrológicas resultantes de la remoción de los bosques tropicales y la conversión a otro uso de la tierra, ha dado cabida al creciente y a menudo acalorado debate acerca de las políticas públicas ambientales en el sudeste del Asia. Con la finalidad de ayudar a balancear y dar claridad a dicho debate, este artículo revisa un amplio rango de evidencia científica disponible con respecto a la influencia ejercida por la presencia o ausencia de una buena cobertura boscosa sobre el clima regional (lluvia), producción hídrica anual y estacional (crecidas, flujos bajos<sup>1</sup>), así como sobre las diferentes formas de erosión y producción de sedimentos bajo las condiciones tropicales húmedas en general y en el sudeste asiático en particular. Se concluye que en el sudeste asiático los efectos sobre la lluvia, resultantes de la perturbación de los bosques y su conversión, serán más bajos que una disminución promedio del 8% predicho para una completa conversión a pastizales, debido a que las propiedades de radiación del rebrote de la vegetación secundaria asemejan nuevamente de forma rápida aquellas que poseía el bosque original. Adicionalmente, bajo la prevalencia de condiciones climáticas "marítimas", puede esperarse que los efectos sobre el clima, resultantes de cambios en la cobertura de la tierra, sean menos pronunciados que aquellos cambios en las temperaturas superficiales del mar. Se observa que la producción hídrica anual incrementará en función al porcentaje de biomasa de bosque removido, con ganancias máximas en la producción hídrica sobre todo en remociones completas. Las cantidades actuales difieren entre sitios y años debido a diferencias en la lluvia y al grado de perturbación de la superficie de los terrenos. En la medida en que dicha perturbación permanece limitada, la mayoría del incremento anual en la producción hídrica se presenta como flujo base (flujos bajos), pero a menudo las oportunidades de infiltración de la lluvia son reducidas al grado que las reservas de agua subterránea son recargadas insuficientemente durante la estación lluviosa, dando como resultado disminuciones sustanciales en los flujos de la estación seca. Aunque la reforestación y las medidas de conservación de suelos son capaces de reducir los flujos extremos altos y las crecidas asociadas con la degradación de los suelos, ningún caso bien documentado existe donde este haya producido también un correspondiente incremento en los flujos bajos. En algún grado esto reflejará el mayor uso del agua de los árboles recientemente plantados, aunque no es una regla que las oportunidades de almacenamiento de agua en el suelo puedan haberse reducido demasiado como resultado de la erosión de suelos durante la fase posterior a la remoción del bosque para que la remediación tenga un efecto positivo neto. En general, una buena cobertura vegetal es capaz de prevenir la erosión superficial y, en el caso de una cobertura arbórea bien desarrollada, también deslizamientos poco profundos, pero los

---

<sup>1</sup> Flujo bajo se refiere al flujo que se presenta en la época de estiaje o seca en la cual la lluvia es escasa o nula, siendo por lo tanto el flujo en los ríos proveniente del flujo sub-superficial (interflujo) o del flujo de aguas subterráneas (flujo base).

deslizamientos más profundos (> 3 m) son determinados significativamente por factores geológicos y climáticos. Un levantamiento en el sudeste asiático de casi 60 estudios de producción de sedimentos en cuencas, demuestra los efectos bastante considerables de prácticas comunes de perturbación de bosques como la tala selectiva y el desmonte para agricultura o plantaciones y, sobre todo, urbanización, minería y construcción de caminos. El “problema del flujo bajo” es identificado como la problemática más simple de “cuenca” requiriendo investigación adicional, junto con la evaluación de la diferencia temporal entre las medidas de conservación de suelos en las cabeceras y cualquier cambio resultante en la producción de sedimentos en grandes distancias aguas abajo. Se recomienda conducir dicho futuro trabajo dentro del contexto del enfoque tradicional de las cuencas pareadas<sup>2</sup>, complementado con medidas basadas en procesos y técnicas de modelamiento. Finalmente, más atención debiera ser dada a los controles geológicos subyacentes del comportamiento hidrológico de la cuenca cuando se analiza los efectos del cambio de uso de la tierra sobre los flujos (bajos) o la producción de sedimentos.

## 1. Introducción

En su artículo introductorio a esta edición especial. Tomich *et al*, describió el denominado “ciclo de la problemática ambiental”, el cual consiste de siete estadios consecutivos (Winsemius, 1986). Durante los tres primeros estadios hay un crecimiento de la concientización y aceptación del público sobre la seriedad de cierto problema ambiental, con presión de apoyo gradual para la acción por parte de autoridades responsables. Ya que esto puede desafiar la efectividad de las políticas gubernamentales existentes sobre la problemática, usualmente le sigue un debate sobre la validez de la evidencia disponible sobre las causas y efectos. Una vez que la cadena causa-efecto ha sido equívocamente establecida en el estadio 4, las opciones para la mitigación del problema pueden ser consideradas, negociadas e implementadas durante los tres estadios restantes. Naturalmente, la mitad posterior del ciclo de la problemática ambiental depende de una salida decisiva de tal debate. Sin embargo, es muy posible que el proceso llegue a detenerse debido a los vacíos percibidos en el entendimiento del problema o en la cuantificación de sus impactos. Entonces, diferentes grupos de interés pueden aplicar evidencia selectivamente y defender una posición sirviendo a sus propios intereses. Los impactos ambientales de la tala de bosques tropicales y su conversión a otros usos de la tierra, particularmente los efectos sobre los flujos bajos, representan un ejemplo de ello, aparentemente con puntos de vista mutuamente excluyentes siendo expresados no solo por diferentes grupos de interés sino también por diferentes representantes de la comunidad científica. La postura “tradicional” es acertadamente sintetizada por el siguiente extracto dado por Valdiya and Bartarya (1989) con respecto a las condiciones ambientales prevalecientes en el Kumaun Himalaya al norte de la India:

---

<sup>2</sup> Estudios de cuencas pareadas involucra el uso de dos cuencas de características similares en términos de pendiente, aspecto, suelos, área, clima y vegetación, ubicadas adyacentes o muy cerca una de la otra. Luego de un período de calibración, donde ambas cuencas son monitoreadas, unas de las cuencas es sujeta a tratamiento y otra se mantiene como control. Esto permite incorporar la variabilidad climática en el análisis. Los cambios en la producción hídrica puede entonces ser atribuidos a cambios en la cobertura vegetal.

*“El cada vez mayor uso de los recursos de la tierra tiene un notable efecto sobre la calidad de vida de la gente de la región. Los arroyos se están secando o están llegando a ser estacionales, y la diferencia en volumen de agua fluyendo en los ríos durante las estaciones seca y lluviosa es comúnmente más de 1000 veces, resultando en el síndrome ‘muy poca y demasiada agua’, un rasgo común de regiones desérticas. La evaporación del suelo en pendientes con árboles escasos es muy alta, y las xerofíticas (cactus) están comenzando a poblar en pendientes sin vegetación. Estos rasgos podrían ser descritos como precursores del inicio de la desertificación.”*

Los autores continúan diciendo que:

*“Es razonable atribuir el cambio en las condiciones del clima, como se refleja en la disminución de la lluvia y en la deficiencia de humedad en el suelo, al deterioro y en algunas partes a la aniquilación de los bosques. Es conocido que los bosques tienen gran influencia sobre la lluvia”.*

Similarmente, hay una creencia bastante extendida que la tala de las cabeceras de cuencas forestadas es la causa primigenia de las inundaciones que se presentan en las tierras bajas y que los daños causados por las inundaciones pueden ser eliminados por una reforestación a gran escala. Por ejemplo en las palabras de Sharp and Sharp (1982): *“La sobretala es ahora oficialmente reconocida como la causa de la severa inundación de Julio de 1981 del Yangtze”* en China. Similares afirmaciones fueron emitidas después de las devastadoras inundaciones de 1998 en la misma área. Un concepto central en la percepción “tradicional” del rol de los bosques es el efecto “esponja” de las raíces de los árboles, de la hojarasca y del suelo del bosque. Ha sido sostenido que las raíces chupan (sic!) el agua durante los periodos húmedos y la liberan lenta y gradualmente durante la estación seca para mantener los suministros de agua (Spears, 1982; Myers, 1983). Con esto en mente, la plantación de árboles en áreas degradadas se espera restituirá la confiabilidad de los arroyos (Eckholm, 1976; Sharp & Sharp, 1982; Nootboom, 1987; Bartarya, 1989).

La tradicional línea de pensamiento sobre el rol hidrológico de los bosques se puso bajo escrutinio a principio de los 80 cuando L.S. Hamilton y otros empezaron a cuestionar la validez de algunas de los supuestos subyacentes.

Un debate acalorado acerca del rol hidrológico de los bosques fue sostenido en las páginas de la revista de silvicultura de las antiguas Indias Orientales Holandesas (Tectona) alrededor de 60-70 años atrás. Los protagonistas de la teoría de la “esponja” (Steup, 1927; Oosterling, 1927) se opusieron tenazmente a la “teoría de la infiltración” (la cual establece que el flujo base es gobernado predominantemente por el substrato geológico antes que por la presencia o ausencia de una cobertura boscosa; Roessel, 1927, 1928, 1939a,b,c; Zwart, 1927). Otros (De Haan, 1933; Coster, 1938; Heringa, 1939) tomaron una posición intermedia, enfatizando la influencia positiva de los bosques con respecto a la prevención de la erosión de suelos e inundaciones antes que con respecto a los flujos bajos de la estación seca (ver Chin A Tam, 1993 para el resumen en inglés de estos artículos los cuales fueron originalmente escritos en Holandés). Un experimento de cuencas pareadas fue establecido en el Oeste de Java en 1931, para estudiar los efectos a

largo plazo sobre los flujos de agua y sedimentos resultantes de la tala de los bosques para habilitación de tierras para agricultura a secano y de esta manera resolver el debate (De Haan, 1933), pero la mayoría de los resultados del experimento se perdieron durante la segunda guerra mundial, ilustrando así como el “*ciclo de problemática ambiental*” puede permanecer estancando en la fase de debate por muchos años.

En una clásica contribución, la cual puede ser vista como el comienzo de una nueva y más “científica” concepción del funcionamiento de los bosques tropicales, Hamilton & King (1983) consideraron que “*las raíces pueden ser calificadas más apropiadamente como una bomba de agua antes que una esponja*” y que “*las raíces ciertamente no liberan agua en la estación seca sino que la remueven significativamente del suelo con el fin de que los árboles puedan transpirar y crecer*”. Igualmente, consideraron que “*las mayores crecidas ocurren debido a que demasiada lluvia precipita en un período de tiempo muy corto, o en un tiempo muy largo. En cualquier caso, la lluvia excede la capacidad del manto del suelo para almacenarla y de la red de drenaje para transportarla*”. Debido a la falta de una evidencia cuantitativa sólida y adecuada en tiempo desde los bosques tropicales, mucho de las afirmaciones de Hamilton estuvieron basados en resultados de investigaciones en zonas templadas (en particular en USA, Nueva Zelandia, Australia y Sud Africa) y en criterio profesional. Sin embargo, sus alegaciones se confirmaron posteriormente por una serie de revisiones a detalle de varios aspectos de la literatura tropical por el presente autor (Bruijnzeel, 1986, 1989, 1990, 1992, 1997, 1998, 2002a; Bruijnzeel & Proctor, 1995; Bruijnzeel & Veneklaas, 1998). Las previas revisiones por Hamilton & King (1983) y Bruijnzeel (1986) fueron criticadas, de hecho, por alguien quien se atemorizó que estas concepciones llevarían a un “*venderse al enemigo*” (Smiet, 1987; Nooteboom, 1987). Sin embargo, como fue establecido por Hamilton (1987b), los “*atacantes*” de la línea tradicional de pensamiento simplemente buscaron una mayor precisión y realismo. Irónicamente, y quizás parcialmente como resultado del a veces estilo bastante provocativo empleado por los tempranos mensajeros de la nueva línea de pensamiento, parece haber una tendencia creciente hoy en día que enfatiza los aspectos más “*negativos*” de los bosques, tales como su mayor uso de agua y su incapacidad para prevenir inundaciones extremas antes que sus valores de protección (mejorada calidad del agua, atenuación de la mayoría de los flujos pico, secuestro de carbono) (Forsyth, 1996; Calder, 1999, 2002; cf. Van Noordwijk et al., de este volumen). Como será discutido con mayor detalle en la sección de crecidas e inundaciones, es importante distinguir entre los efectos por si mismos de la cobertura de la tierra (‘vegetación’) y aquellos resultantes de la capacidad de almacenamiento del agua en el suelo.

El propósito de este artículo es revisar la evidencia disponible con respecto a la influencia de la presencia o ausencia de una buena cobertura boscosa sobre la lluvia, flujos anuales de río y su distribución estacional (flujos pico, flujos bajos), así como sobre la erosión y la producción de sedimentos en cuencas de los trópicos húmedos. Aunque lo que sigue a continuación se basa en buena medida en dos anteriores revisiones de literatura realizadas por el autor (Bruijnzeel, 1993, 1996), un esfuerzo ha sido realizado para actualizar estas publicaciones y resaltar aspectos de suelo y geológicos. Adicionalmente, atención particular es dada al Sudeste Asiático en

consonancia con el enfoque regional del taller de Chiangmai y responder a las preguntas (no todas) planteadas en el artículo introductorio de Tomich *et al.* (este volumen). El artículo concluye con varias sugerencias de lo que el autor percibe como las necesidades de investigación más apremiantes con respecto al rol hidrológico de los bosques en el sudeste asiático y en otros lugares en los trópicos húmedos.

## 2. Bosques tropicales y precipitación

Aunque la mayor evapotranspiración y más alta rugosidad aerodinámica de los bosques comparadas con pasturas y cultivos agrícolas llevaría a un incremento de la humedad atmosférica y a una convergencia de humedad, y de este modo a mayores probabilidades de formación de nubes y generación de lluvia (André *et al.*, 1989; Pielke *et al.*, 1998), anteriores revisiones de la temática de bosques y lluvia concluyeron que no hubo un efecto significativo. Algunas observaciones de incrementos de lluvia en áreas forestadas se atribuyeron a efectos orográficos (bosques ubicados en terrenos elevados donde el chance de formación de nubes fue simplemente más alto debido al enfriamiento atmosférico del aire ascendente) o a diferencias de la exposición de los pluviómetros al viento y a la lluvia (protegidos en claros del bosque versus expuestos en terrenos despejados) (e.j. Penman, 1963; Pereira, 1989).

La discusión no se hace fácil por el hecho de que la lluvia en los trópicos es notoriamente variable, tanto en espacio como en tiempo (Nieuwolt, 1977; Manton & Bonell, 1993). Adicionalmente, patrones cíclicos irregulares, tales como la oscilación cuasi-bienal (QBO) y la oscilación del sud El Niño (ENSO), las cuales muestran ciclos de 2 a 2.5 años (Parthasarathy & Dhar, 1976; Lhomme, 1981) y casi de 3 a 8 años (World Meteorological Organization, 1988) respectivamente. Además, en una escala de tiempo un poco mayor, se ha sugerido que los patrones cíclicos de la lluvia de cerca a 10, 21 y 32 años están relacionados respectivamente a variaciones en actividades de manchas solares simples, dobles y triples (Vines, 1986). Más recientemente, se identificó que el principal factor que contribuye a la inestabilidad temporal de los sistemas monzónicos es la variabilidad del transporte de calor a través del ecuador mediante las corrientes oceánicas superficiales (Zahn, 1994). Claramente, en la medida en que nuestro entendimiento sobre las complejas interacciones entre factores que influyen la variabilidad climática natural permanezca limitado, será muy difícil, sino imposible, separar impactos antrópicos sobre el clima (ej, a través de la `deforestación`) y la variabilidad natural (Mahé & Citeau, 1993; Street-Perrott, 1994). Sin embargo, y por fortuna, progresos considerables han sido hechos a este respecto en los años recientes empleando modelos de circulación atmosférica.

Shukla (1998), demostró que las rutas de los flujos atmosféricos tropicales y la lluvia, especialmente sobre el océano abierto y en trópicos más `marítimos`, son determinados marcadamente por la subyacente temperatura superficial del mar (**SST**), mostrando poca sensibilidad a cambios en las condiciones iniciales de la atmósfera (húmeda o seca). Shukla adicionalmente sostuvo la hipótesis que la dependencia latitudinal de las fuerzas rotacionales de la tierra y el calentamiento solar en forma conjunta produjeron la estructura singular del campo de movimiento tropical a gran

escala, de tal modo que para una condición dada de SST la atmósfera es estable con respecto a cambios internos. Como resultado de ello, ahora es posible, una vez que un evento ENSO haya empezado, predecir su crecimiento y maduración por los siguientes 6 a 9 meses (Shukla, 1998). Por otra parte, las simulaciones a escala global hechas por Koster *et al.* (2000) mostraron que los procesos oceánicos y continentales tienen dominios de influencia en el mundo bastante diferentes. La amplificación de la varianza de la precipitación por retroalimentaciones tierra-atmósfera parece ser más importante fuera de las regiones (tropicales) que son afectados mayormente por la SST. En otras palabras, el impacto de la cobertura de la tierra sobre los signos de precipitación se espera son silenciados en regiones con una gran contribución oceánica, tal como el sudeste asiático y el pacífico, África occidental, el lado caribeño de América Central y la parte norte de Sud América (Koster *et al.*, 2000).

Dos enfoques básicos son usualmente seguidos para estudiar los efectos del cambio de la cobertura de la tierra sobre la lluvia: (i) análisis de tendencias de registros históricos de lluvia en combinación con información concurrente sobre cambios en uso de la tierra; y (ii) simulación computarizada de climas regionales (o globales). No es de extrañar que los modelos de simulación hayan estado en aumento en años recientes y, como ya se dio a entender en los anteriores párrafos, han contribuido a un mejor entendimiento de los respectivos factores y mecanismos. A continuación, los resultados obtenidos con cada uno de los dos enfoques son sintetizados.

### **2.1 Análisis de series de tiempo**

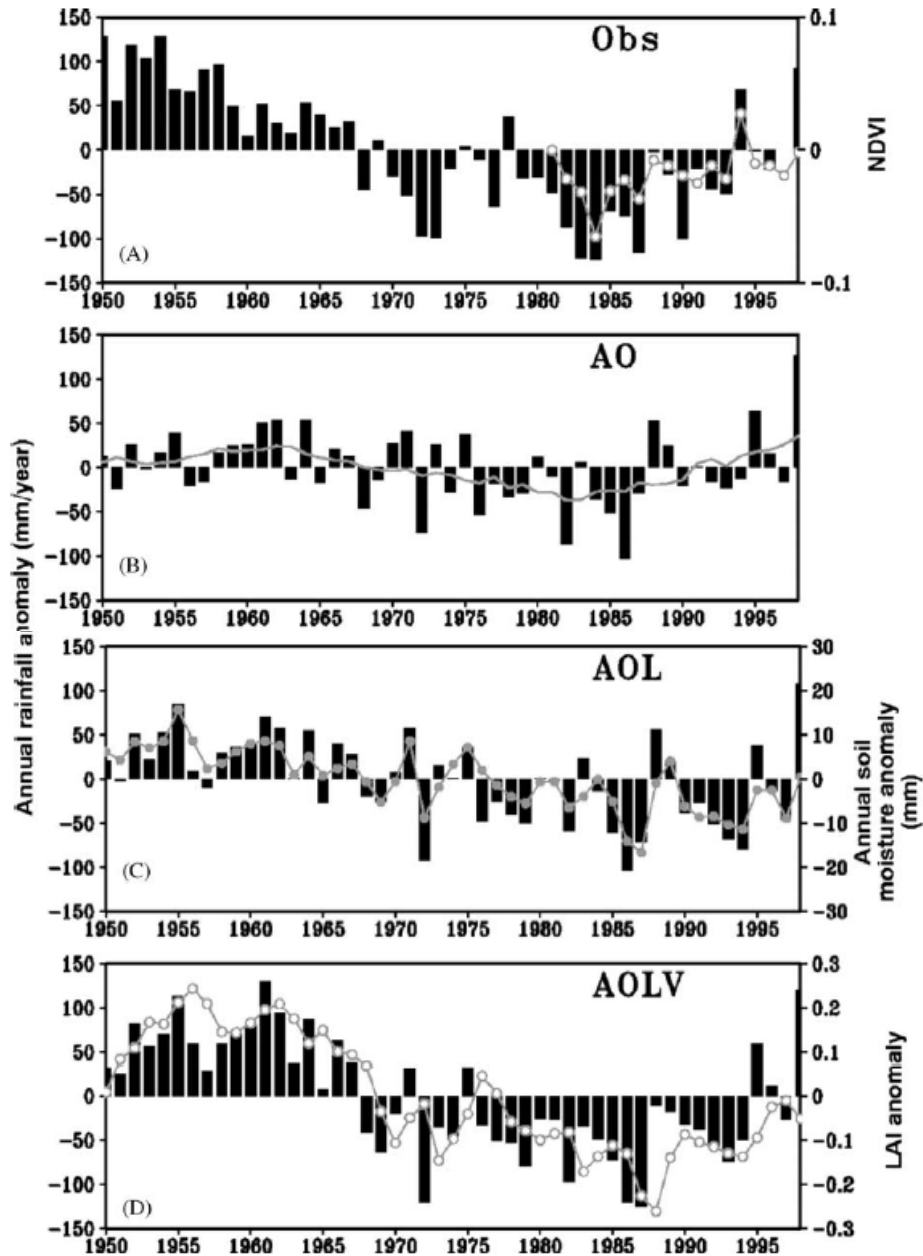
En la literatura abunda evidencia circunstancial (al menos temporalmente) de disminuciones de lluvia en los trópicos en estaciones individuales o grupos de las mismas (ver la revisión hecha por Meher-Homji, 1989). Aunque tales reportes a menudo culpan a la `deforestación` (ej, Valdiya and Bartarya, 1989), estos raramente han tomado en cuenta los patrones climáticos de gran escala (incluido eventos ENSO) o las fluctuaciones cíclicas arriba mencionadas, y tampoco han aplicado técnicas estadísticas rigurosas. Aquellos investigadores que lo hicieron usualmente encontraron tendencias no existentes, o tendencias no significativas, o en el mejor de los casos sólo tendencias ligeramente significativas (e.j, Mooley & Parthasarathy, 1983, para registros de 306 estaciones entre 1871 y 1980 en India; Fleming, 1986 para registro de 10 estaciones de hasta 95 años de duración en Costa Rica; Oyo, 1987 para registros de 60 estaciones entre 1910 y 1985 en el Oeste de África). En el norte de Tailandia para el período 1951-1984, Tangtham & Sutthipibul (1989) reportó una correlación negativa significativa entre los promedios móviles de 10 años de lluvia anual y el área remanente de bosque, mientras que una correlación positiva se encontró entre el área boscosa y el número de días lluviosos. Sin embargo, los autores señalan que el efecto de la deforestación, si hubo alguno, estuvo todavía dentro de un error estándar de la media para las respectivas series de tiempo. En efecto, Wilk *et al.* (2001) no pudieron detectar ningún cambio general en los totales de lluvia o en los patrones en los 12,100 km<sup>2</sup> de la cuenca Nam Pong en el noreste de Tailandia entre 1957 y 1995, a pesar de la reducción en el área clasificada como bosque desde 80 a 27 % durante las tres

últimas décadas. Sin embargo, la lluvia en toda el área de Tailandia muestra una tendencia bastante marcada a la baja desde la década de 1950 durante los meses de septiembre, es decir, cuando la corriente del Monzón proveniente del sudoeste está debilitándose. En Julio y Agosto, cuando el Monzón está todavía fuerte, no se constata nada de dicha disminución (Yasunari, 2002). Un estudio de modelamiento atmosférico relacionado realizado por Kanae *et al.* (2001) sugirió que esta reducción en la lluvia de septiembre puede estar relacionada, al menos parcialmente, a cambios en el albedo y en la rugosidad superficial como resultado de la deforestación. Como Wilk *et al.* en Tailandia, y trabajando todavía a una escala mayor, Costa *et al.* (2003) no encontraron ningún efecto sobre los totales de lluvia o su distribución siguiendo a la conversión de la vegetación de cerrado (arbustos y árboles aislados) a pasturas sobre el 19 % de la cuenca Tocantins ( $\approx 33,000 \text{ km}^2$ ) en el sub-húmedo de la parte central de Este del Brasil (1600 mm por año).

Algunos autores indican que las condiciones en el Oeste de África fueron persistentes particularmente desde inicios de 1960 a comienzos de 1990, período después del cual la lluvia aumento nuevamente (Oyo, 1987; Mann, 1989; Adejuwon *et al.*, 1990; Olivry *et al.*, 1993; Zeng *et al.*, 1999). Aunque algunos han culpado a la “deforestación” a este respecto (ej, Mann, 1989), el trabajo hecho por Mahé & Citeau (1993) se ha mostrado que este persistente período seco corresponde con la ocurrencia de anomalías de la SST sobre el océano atlántico. Una fuerte influencia oceánica sobre la lluvia del Sahel fue también encontrada durante los ejercicios globales de modelamiento atmosférico (Koster *et al.*, 2000) y regionales (Dolman *et al.*, 2004). No obstante, aunque la incorporación de características de la superficie de la tierra (albedo, estatus de la humedad del suelo) en un modelo de circulación atmósfera-océano no mejoró la correlación entre la variabilidad año a año de la lluvia observada y simulada, se obtuvo una mejora sustancial para la variabilidad entre décadas ( $> 10$  años) (Zeng *et al.*, 1999; Fig. 1). Zeng *et al.* (1999) atribuyó la falta de influencia ejercida por las retroalimentaciones de la superficie de la tierra en un corto plazo, a la existencia de una fase de tiempo transcurrido entre la ocurrencia de lluvia y el ajuste (recuperación) de la vegetación.

A pesar del problema de variabilidad interanual, la evidencia de tendencias persistentes, ya sea en la cantidad total de lluvia o en la intensidad del período seco, o en ambos, se está acumulando para varias partes de Asia. Por ejemplo, Wasser & Harger (1992) reportaron que la longitud promedio de la estación seca, en cinco estaciones (urbanas) en Java, ha incrementado de 4.4 meses al principio del siglo 20 a 5.4 meses en 1991. La pendiente de esta tendencia difirió de cero al 1 % de nivel de significancia. Prudentemente los autores no hicieron la pregunta de si la tendencia inferida hacia la incrementada aridez estaba relacionada a cambios en el uso de la tierra (tal como la urbanización gradual de la isla; Whitten *et al.*, 1996). Sin embargo, ellos no notaron que la sequía años previos a 1970 no siempre estuvo relacionada a eventos ENSO mientras que las siete sequías que se presentaron entre 1970 y 1991 si estuvieron. Aunque esto parece sugerir una causa ‘local’ antes que una externa (cf. Shukla, 1998; Koster *et al.*, 2000), la riqueza de información climática para el archipiélago Indonecio (más de 4450 estaciones de lluvia en 1941 versus las 2900 en 1988, con muchos registros cuya longitud tenían más de 120 años, especialmente en Java; Berlage, 1949; Van

der Weert, 1994) invita a una adicional análisis en profundidad de los registros de lluvia y cambios en la cobertura de la tierra.



**Figura.1.** Anomalía en la lluvia anual (barras verticales) sobre el Sahel al Oeste del Africa (13-20°N, 15°W-20°W) desde 1950 a 1998: (A) observaciones; (B) modelo sin interacción con la hidrología superficial de la tierra (humedad del suelo fija) y sin interacción con la vegetación (sólo influencia de SST, AO). La línea lisa es la media móvil de 9 años mostrando la baja variación en la frecuencia. (C) Modelo con interacción de la humedad del suelo y sin interacción de la vegetación (AOL); (D) modelo con interacción tanto con la humedad del suelo como con la vegetación (AOLV) (después de Zeng et al., 1999).

No obstante, teniendo en mente las conclusiones de Shukla (1998) y Koster et al. (2000) que bajo las condiciones tropicales `marítimas` prevalecientes en el océano Índico, influenciando predominantemente la variabilidad de la lluvia, una combinación de análisis de series de tiempo de la cobertura de la tierra y modelamiento atmosférico a meso-escala parecería ser la más prominente forma de avanzar. Otra tendencia negativa a largo plazo en la lluvia (de cerca 5.5 mm por año en promedio desde finales del siglo 19) ha sido descrita para las partes altas del Sud de Sri Lanka por Madduma Bandara and Kurupparachchi (1988). Aunque el área en cuestión experimentó una significativa conversión de bosque (montano) a plantaciones de té, permanece la incertidumbre si el descenso en la evapotranspiración (el cual probablemente sea moderado; ver sección sobre producción hídrica) sobre tal área limitada (< 500 km<sup>2</sup>) sería suficiente para afectar la lluvia regional. Alternativamente, el cambio en la lluvia puede estar relacionado a un cambio de ubicación de la zona de convergencia intertropical (depresión ecuatorial) sobre Sri Lanka, reflejando cambios a una mayor escala en la circulación atmosférica (Arulanantham, 1982). Trabajos adicionales se requieren los cuales podrían ser empleados útilmente en los modelos de circulación atmosférica. Fu (2002) hizo justo eso para descifrar las causas del incremento significativo del índice de aridez sobre el Este de China desde 1880. La situación de la humedad atmosférica sobre el Este de China está relacionada principalmente a la intensidad del monzón del verano y un gradual resecaamiento implicaría un debilitamiento correspondiente de dicho monzón. Ya que grandes áreas de la región fueron convertidas a agricultura a secano, un modelo atmosférico a meso-escala se combinó con un esquema de parametrización de la superficie de la tierra con la finalidad de simular los impactos potenciales de cambios en la cobertura. De hecho, el modelo predijo un debilitamiento del monzón del verano como un resultado de cambios en la rugosidad superficial, en el índice de área foliar y, en el coeficiente de reflexión. De esta forma, la evidencia observada coincide con las predicciones de modelos en la sugerencia que cambios a gran escala en la cobertura terrestre en el Este de Asia ciertamente pueden producir alteraciones en el clima superficial regional (Fu, 2002).

## **2.2 Estudios de simulación**

En vista del rol percibido del bosque amazónico, especialmente, en la regulación del clima regional (Salati & Vose, 1984), un número cada vez mayor de simulaciones sofisticadas computarizadas han sido llevadas a cabo desde mediados de la década de 1970, con la finalidad de evaluar las consecuencias climáticas de una conversión a gran escala de bosques a pastizales. Los resultados de los esfuerzos de modelamiento respectivos (revisados por Henderson-Sellers et al., 1993; McGuffie et al., 1995; Lean et al., 1996; Costa, 2004) varían considerablemente, dependiendo, entre otros, del esquema empleado para la parametrización de la superficie terrestre. Sin embargo, mientras la magnitud de los cambios predichos en la temperatura superficial, evaporación y precipitación como resultado de la conversión del bosque pueden diferir entre simulaciones, existe un creciente consenso que las temperaturas aumentarán mientras que la evaporación y la lluvia disminuirán (Henderson-Sellers et al., 1993; McGuffie et al., 1995). Tales hallazgos reflejan el menor uso del agua y la menor rugosidad aerodinámica de los pastizales comparados con los bosques, y de esta

forma, el grado de convergencia de humedad atmosférica y turbulencia la cual, finalmente, afectará la formación de nubes y la generación de lluvia (Pielke et al., 1998). Por otro lado, como es señalado por Eltahir & Bras (1993) y Costa (2004), existe un menor acuerdo respecto a los cambios predichos en el escurrimiento (derivados de la diferencia entre el cambio en la lluvia menos el correspondiente en evaporación). Algunos modelos han predicho un incremento en el escurrimiento y otros una reducción. Es interesante lo señalado por Bruijnzeel (1996), que la magnitud de los cambios predichos en la lluvia, etc, parecen que llegan a ser más bajos en la medida en que el modelo llega a ser más refinado y mejorada la parametrización de la superficie de la tierra. Una de las más sofisticadas de estas simulaciones (Lean et al., 1996) derivó un incremento promedio en la temperatura de 2.3 °C y una reducción de la lluvia anual en un 7 % (0.43 mm por día o casi 150 mm por año). Por el contrario, aumentos en la lluvia se predijeron para las partes externas de la cuenca (Colombia, Ecuador y Perú), y en un grado menor para el borde sud (cf. Chu et al., 1994). Sin embargo, debiera ser notado que este particular ejercicio de modelamiento involucró una reducción en la quinta parte de la capacidad de infiltración después de la conversión a pastizales. Esto llevo a una demasiada producción de escurrimiento superficial y, de esta forma, a la disminución de las reservas del agua del suelo lo cual, de hecho, limitó el consumo de agua por los pastizales. Cuando la capacidad de absorción superficial del suelo se mantuvo en el nivel anterior, el modelo produjo una reducción un poco más baja en la lluvia (0.3 mm por día o casi 110 mm por año; Lean et al., 1996). Tales reducciones relativamente bajas en la lluvia después de la conversión parecen desafiar la noción ampliamente aceptada de que alrededor del 50 % de la lluvia precipitando sobre la amazonía es generada por los bosques en si mismos (Salati & Vose, 1984), quizás porque el grado en el cual la cuenca de la Amazonas representa un sistema cerrado ha sido sobreestimado en el pasado (Eltahir and Bras, 1994).

Dirmeyer & Shukla (1994) demostraron que la disminución significativa en la lluvia predicha en la mayor parte de las simulaciones de deforestación de la Amazonía dependieron más fuertemente del cambio predicho en la reflexión de la radiación de onda corta (albedo) cuando se migra de bosque a pastizal. Cambios en el albedo de +0.08 han sido empleados típicamente en estos experimentos pero el albedo de áreas deforestadas existentes en la amazonía se mostró que sólo era 0.03 a 0.04 más alta que los bosques no disturbados, principalmente porque la vegetación secundaria sucesional tiende a ser la cobertura dominante antes que los pastizales. Por lo tanto, en realidad cambios en la temperatura, evaporación y precipitación serán más bajos que los predichos para el caso extremo representados por las simulaciones (Giambelluca, 1996; Sommer et al., 2002; cf. Costa et al., 2003). A la vez, Bonell & Balek (1993) hicieron la aclaración pertinente de que insuficiente atención ha sido dada a la adecuada parametrización de flujos superficiales laterales y a aspectos hidrológicos del suelo (incluyendo la producción hídrica de cuenca; cf. Van Noordwijk et al., en este volumen). Ciertamente el hecho de que Lean et al. (1996) expresó sorpresa sobre los resultados que cambios en su simulada evaporación y lluvia estuvieran marcadamente influenciados por el valor usado para la capacidad de infiltración del suelo de los pastizales, ya indica la necesidad para que modeladores climáticos y hidrólogos de procesos en cuencas trabajen más estrechamente (cf. Nemec, 1994; Bonell, 1998).

También sugiere que futuros resultados de modelos pueden diferir de aquellos obtenidos con la presente generación de modelos.

A pesar de estas advertencias existe una razón de preocupación. Recientemente hay cada vez evidencia observada (opuesta a la simple basada en modelos) que la conversión de bosques sobre áreas entre 1000 a 10,000 km<sup>2</sup> origina retroalimentaciones en la distribución temporal y espacial de las nubes. Por ejemplo, Cutrim et al. (1995) documentó como el desarrollo de nubes ocurrió al finalizar el día sobre partes deforestadas del sudoeste amazónico. De forma similar, empleando imágenes satelitales Lawton et al. (2001) demostraron una substancialmente reducida formación de nubes sobre las partes deforestadas en los planos costeros del atlántico al norte de Costa Rica durante la estación seca. Un poco más al norte, en Nicaragua donde una buena cobertura boscosa es todavía mantenida, no se presentó tal reducción. Lawton et al, atribuyeron este contraste a las diferencias en la partición de la energía entre los bosques y pastizales y ellos pudieron reproducir sus observaciones empleando una aplicación más o menos inversa del modelo RAMS a meso-escala de circulación atmosférica (Pielke et al., 1992). Sin embargo, no sólo Lawton et al, tuvieron que usar valores de parámetros derivados para bosques y pastizales de la amazonía central, ellos también aplicaron un contraste bastante arbitrario en los contenidos de agua de suelo bajo los bosques y pastizales (mucho más altos bajo los bosques). Generalmente hablando se requiere precaución cuando se interpretan resultados de modelos obtenidos con esquemas no calibrados de parametrización de la superficie terrestre o valores de parámetros obtenidos en localidades con condiciones climáticas y de suelos bastante contrastantes (Dolman et al., 2004). Un reciente resultado interesante, el cual puede ofrecer una explicación potencial alternativa de la reducción en la formación de nubes por encima de áreas deforestadas, es que los aerosoles biogénicos producidos por grandes áreas boscosas parecen que juegan un rol importante como núcleos de condensación de nubes durante la convección (Roberts et al., 2001; Silva Dias et al., 2002). Curiosamente no en todos los tipos de lluvia a gran escala, la conversión de bosque a agricultura parecería tener tal impacto climático negativo. Yasunari (2002) relata como en las vastas planicies de la parte central y sud de China más del 80 % del área es ocupada por campos de arroz irrigados durante la estación lluviosa. Un estudio empleando un meso-modelo, que empleó energía superficial medida y flujos de agua, fue conducido para dos situaciones contrastantes: una con campos de arroz regados (donde la evaporación excede el flujo de calor sensible), y otro con condiciones de agricultura a secano (donde el flujo de calor sensible excede a la evaporación). El experimento mostró un dramático contraste en el contenido de humedad de la capa límite atmosférica (**ABL**) asociada con los dos usos de la tierra. Por encima del arroz irrigado la ABL estuvo mucho más humedecida y con una profunda convección (formación de nubes) y así marcada lluvia, desarrollada mucho más fácilmente. Tales resultados sugieren que los arrozales del Este y Sudeste Asiático pueden bien representar una forma de uso de la tierra que se encuentra en armonía con el clima de monzón prevaleciente a través de su retroalimentación atmosférica positiva (Yasunari, 2002). Otros beneficios hidrológicos importantes de los campos de arroz irrigados incluyen el retraso en el arribo de los picos de escurrimiento superficial y la captura de sedimento generado en la erosión de suelos aguas arriba (Purwanto, 1999).

En contraste al uso de valores de parámetros derivados para bosques y pastizales de la Amazonía, Van der Molen (2002) realizó mediciones micro-meteorológicas detalladas por encima de un bosque de humedal de costa y un pastizal bien humedecido en las planicies costeras al norte de Puerto Rico con la finalidad de estudiar los efectos climáticos de la conversión de bosques. La evaporación de los bosques fue casi 14 % más baja que la correspondiente a las pasturas mientras que el flujo de calor sensible (calentamiento del aire subyacente) fue casi dos veces más alto. Estos hallazgos difieren marcadamente de los resultados obtenidos en la Amazonía citados anteriormente en esta sección (Lean et al., 1996), posiblemente debido a la presencia de agua subterránea salobre en el bosque de Puerto Rico. Posteriormente, Van der Molen empleó sus mediciones para calibrar el modelo de la superficie de la tierra dentro de RAMS (de circulación atmosférica) y usando la conformación totalmente tridimensional del modelo investigó el efecto de la completa conversión de los bosques de humedales de las planicies costeras a pastizales sobre la formación de nubes en las montañas adyacentes de Luquillo. La partición de la energía arriba del bosque original generó una capa límite más caliente y menos húmeda y debido a este gran contraste térmico entre el océano y la tierra, la brisa del mar fue más fuerte que en caso de los pastizales. Las corrientes ascendentes más fuertes asociadas tendieron a traer más humedad a las mayores elevaciones, de este modo incrementando la posibilidad de generar nubes. Después de la conversión a pastizales el efecto de la brisa del mar disminuyó. Es de resaltar que 75% de las estaciones pluviométricas en las tierras bajas de Puerto Rico exhiben una tendencia negativa estadísticamente significativa a largo plazo en la lluvia (Van der Molen, 2002). Dolman et al. (2004) sugirió que un escenario similar podía también ser aplicado al caso de Costa Rica descrito anteriormente y de este modo ofrecen una explicación alternativa para el incremento en la cobertura de nubes arriba de los bosques de las tierras bajas. Sin embargo, esto es menos probable debido a la ausencia de agua subterránea salobre excepto en una angosta franja costera y el relieve relativamente bajo del área estudiada por Lawton et al. (2001). De hecho, Nooteboom (1987) relacionó como el ciclo diurno de brisas tierra-mar parecían llegar a ser más intensas después de amplio reemplazo de los bosques de tierras bajas por pastizales de *Imperata* en el sudeste de Kalimantan. Los ejemplos de arriba sirven para ilustrar la influencia de la cobertura de la tierra sobre los procesos atmosféricos tales como la formación de nubes y posiblemente sobre la lluvia a una meso-escala, también bajo condiciones más `marítimas` (Puerto Rico, Este de Costa Rica). Esto podría decirse desafía las afirmaciones de Shukla (1998) y Koster et al. (2000) de que la SST (la temperatura de la superficie del mar) es el factor causal dominante bajo tales condiciones. Conversiones a escalas mayores (>100,000, >1,000,000 km<sup>2</sup>) pueden incluso causar cambios más pronunciados en la circulación atmosférica, al grado de afectar en realidad los patrones de precipitación incluso bajo condiciones climáticas más continentales tales como la Amazonía. En una reciente simulación `interactiva` (es decir, permitiendo retroalimentaciones de la circulación atmosférica) del impacto hidrológico de la conversión a gran escala del bosque amazónico a pastizales Costa & Foley (2000) demostraron como la inclusión de tales retroalimentaciones resultaron en la predicción de más grandes declinaciones en la evapotranspiración, y especialmente en la lluvia, que en el caso de sin retroalimentaciones. Como un resultado, el escurrimiento cambió desde una

incremento predicho de 0.5 mm/día (no retroalimentaciones) a una disminución de 0.1 mm/día. Por lo tanto, parecería que el incremento observado normalmente en los flujos totales de los cursos de agua pueden ser moderados o incluso revertidos en una escala mayor debido a la concomitante reducción en la lluvia inducida por las retroalimentaciones en la circulación atmosférica (Costa, 2004).

Aunque algunas de las simulaciones de los efectos de la deforestación a gran escala (conversión a pastizales) sobre el clima han incluido al África o también al sudeste asiático (ej. Polcher & Laval, 1994; Henderson-Sellers et al., 1996), la parametrización empleada en estas simulaciones también se basó fundamentalmente en datos colectados en la amazonía central. Una vez más, los efectos predichos serán posiblemente (mucho?) menos severos que la reducción en un 8 % de la lluvia deducida por Henderson-Sellers et al. (1996) para el sudeste asiático, debido a que el actual establecimiento de parámetros representativos de los tipos de vegetación secundaria que reemplazan a los bosques se parecen a la de los bosques mucho más que al escenario más extremo de pastizales empleado en la simulación (Giambelluca et al., 1996, 1999). No obstante, existen indicaciones de que tanto la evapotranspiración total como la intercepción de lluvia de los bosques, bajo las condiciones tropicales más `marítimas` prevalecientes en la región, pueden ser más altas que aquellas determinadas en la amazonía central (Schellekens et al., 2000). No es necesario decir que esto puede tener importantes ramificaciones en los resultados de los estudios de simulación que tienen que ver con los efectos climáticos de cambios en la cobertura de la tierra. Un trabajo adicional es necesario para elucidar tales efectos.

### **2.3 “Bosques nublados” montano tropicales**

Aunque los bosques no pueden determinar directamente las cantidades de precipitación que ellos reciben cuando se encuentran como rodales dispersos de limitada extensión areal, hay localidades específicas tales como las costas y las montañas con neblina o los cinturones nubosos, donde la presencia de vegetación de porte alto puede incrementar la cantidad de agua que llega al piso del bosque mediante el goteo desde el follaje. Esto es efectuado vía los procesos de intercepción de niebla o de nubes, es decir, la captura de la humedad atmosférica por el follaje de estos “bosques nublados” donde los mismos están sujetos a una, más o menos, persistente neblina dirigida por el viento o a nubes (Zadroga, 1981). La contribución de la intercepción del agua de las nubes generalmente subyace dentro del rango de 5-20% de la lluvia precipitada normalmente en localidades tropicales húmedas (Bruijnzeel & Proctor, 1995; Bruijnzeel, 2002a) pero puede ser mucho más alta (> 1000 mm/año) en ciertas lugares particularmente expuestos (Stadtmüller & Agudelo, 1990) aunque no siempre se sabe con certeza en qué grado dichos altos valores incluyen la lluvia dirigida por el viento (Cavelier et al., 1996; Clark et al., 1998). Los valores relativos de la intercepción del agua de las nubes pueden también exceder la lluvia durante la estación `seca` en climas más estacionales (Vogelmann, 1973; Cavelier & Goldstein, 1989; Brown et al., 1996).

Particularmente los bosques nublados parecen vulnerables al calentamiento global ya que estos se presentan en crestas expuestas y en las partes superiores de las montañas, con suelos superficiales de limitada capacidad de almacenamiento (Stadtmüller, 1987; Werner, 1988). Recientemente Pounds et al. (1999) reportaron como solo ligeras disminuciones en el número de días sin precipitación medible (tomada como un índice de frecuencia de neblina) tuvo un efecto pronunciado sobre la composición y el tamaño de las poblaciones de ranas y lagartijas en un bosque nublado de Costa Rica (Leeward). La reducción más dramática en los números de la población dentro una tendencia general a la baja se presentó durante los años que tuvieron, demostrablemente, mayores temperaturas en la superficie del mar (SST) del océano pacífico y presumiblemente una reducida incidencia de neblina (Pounds et al., 1999). Tales hallazgos ilustran el estrecho vínculo entre la hidrometeorología de los bosques y la biodiversidad bajo las condiciones climáticas extremas prevalecientes en los cinturones nubosos de las montañas tropicales húmedas (cf. Bruijnzeel and Veneklaas, 1998). A este respecto una señal adicional en el muro, ya referida anteriormente (Lawton et al., 2001), se relaciona a la declinación en cobertura de nubes cumulus durante la estación seca sobre las áreas deforestadas en el norte de Costa Rica. Un ejercicio de modelamiento regional climático realizado por los mismos autores predijeron un calentamiento significativo del aire por encima de tales áreas (deforestadas para pastizales) al grado que la base promedio de nubes en las montañas adyacentes ascendió significativamente (cf. Still et al., 1999; ver también las advertencias expresadas en la sección previa en relación a este estudio). Similarmente, en las montañas de Luquillo al Este de Puerto Rico, la base promedio de nubes se vio que ascendió durante algunos meses después de que el huracán `Hugo` en septiembre de 1989 hubo defoliado efectivamente grandes extensiones de bosques lluviosos a menores altitudes que las montañas (como opuesto al estudio de Van der Molen, 2002, en bosques de humedales costeros). El aumento en las temperaturas del aire, asociado con la reducción temporal de la capacidad evaporativa de los bosques, causó que el aire se condensara a una mayor altitud, exponiendo de este modo a los bosques nublados de las cumbres que normalmente están envueltos en nubes (Scatena & Larsen, 1991; ver también fotografías en Bruijnzeel & Hamilton, 2000). El efecto gradualmente desapareció en la medida en que las hojas crecieron nuevamente después de algunos meses (F.N. Scatena, comunicación personal). En la misma área, Scatena (1998) interpretó la presencia de rodales aislados de árboles grandes y muy viejos (> 600 años) de la especie Colorado (*Cyrilla racemiflora*) en altitudes muy por debajo de la actual base de nubes que experimenta relativamente menos lluvia (< 3000 mm/año) como evidencia de un gradual desplazamiento hacia arriba en la zonificación de la vegetación a través de los siglos pasados. En la actualidad la especie *Cyrilla* es una especie arbórea dominante en áreas por encima de la base de nubes local (> 600 m) y se encuentra comúnmente donde la lluvia anual media excede 4000 mm. De forma similar, Brown et al. (1996) en Honduras, reportaron la ocurrencia o bolsillos de bosques nublados cubiertos de musgos por debajo de la actual base promedio de nubes. Hay una necesidad para una investigación más sistemática que vincule tal evidencia empírica con registros de cambio climático actual y sub-reciente (cf. Scatena, 1998). En montañas simples, un ascenso del promedio del nivel de condensación de nubes resultará en la contracción gradual de las zonas afectadas por nubes. Sin embargo, en montañas con una gran cantidad de picos el efecto puede no sólo ser ese sino

también el incremento de la fragmentación de los hábitats, adicionando una dificultad adicional a los cambios de sobrevivencia de las especies remanentes (Sperling, 2000). Aparte de los anfibios (Pounds et al., 1999), las comunidades de epífitas, que viven en las partes más expuestas del follaje de los bosques nublados, podrían ser probadas como adecuadas para detectar cambios en las condiciones climáticas, y posiblemente también en los niveles incrementados de ozono y de rayos ultravioletas (Lugo & Scatena, 1992; Benzing, 1998). Aunque particularmente comunes en Sudamérica y Centroamérica, los bosques nublados montañosos están también dispersos en el Sudeste Asiático y el Pacífico, presentándose en altitudes tan bajas como de 500-700 m en pequeñas islas oceánicas como en altitudes > 2000 m en grandes montañas (Hamilton et al., 1995; Bruijnzeel, 2002a). Como será mostrado en la siguiente sección, los bosques nublados son de una gran significancia hidrológica en Centroamérica. Las pocas observaciones disponibles para los bosques nublados del Sudeste Asiático (Bruijnzeel et al., 1993; Kitayama, 1995) sugieren tasas modestas de intercepción del agua de las nubes y un uso del agua bajo a muy bajo. Mucho más trabajo se requiere para evaluar la significancia de los bosques nublados en el Sudeste Asiático.

### **3. Bosques tropicales y producción hídrica**

#### **3.1 Resultados “contradictorios”**

Como se indicó en la sección 1, una noción común acerca del rol hidrológico de los bosques es que el complejo del suelo del bosque, las raíces y la hojarasca actúa como una “esponja” chupando agua durante los periodos lluviosos y liberándola gradualmente durante los periodos de estiaje. Después del desbosque, el “efecto esponja” se pierde a través de una rápida oxidación de la materia orgánica, compactación por maquinaria o pastoreo, etc. (Lal, 1987), dando como resultado una disminución en la producción hídrica. En efecto, son suficientemente numerosas las cuantificaciones sobre manantiales y arroyos que se secaron en la estación seca después de la remoción del bosque tropical (Hamilton & King, 1983; Valdiya & Bartarya, 1989; Pereira, 1989; cf. Pattanayak, en este volumen). Por otro lado, el número de reportes aseverando lo contrario, es decir, arroyos que se secan en la estación seca después de la reforestación de tierras degradadas, está incrementándose también (ver abajo). Cuando se trata de reconciliar estas contradicciones aparentes es de ayuda distinguir entre el efecto de la remoción del bosque sobre la *producción hídrica total* y sobre la *distribución estacional de los flujos* (Bruijnzeel, 1989).

Antes de direccionar la temática en mayor detalle, unos cuantos comentarios metodológicos son imprescindibles. En primer lugar, simplemente comparando el flujo total de ríos para cuencas con contrastantes tipos de uso de la tierra puede producir erróneos resultados debido a la posibilidad de determinadas diferencias geológicas en las reservas de agua subterránea de la cuenca o a filtraciones profundas (Roessel, 1927, 1939; Meijerink, 1977; Hardjono, 1980). Particularmente cuencas con basamento de areniscas, calizas, basaltos y tobos volcánicas son notorias al respecto (Gonggrijp, 1941b; Davis & De Wiest, 1966). A la vez, la gran variabilidad espacial e inter-anual de

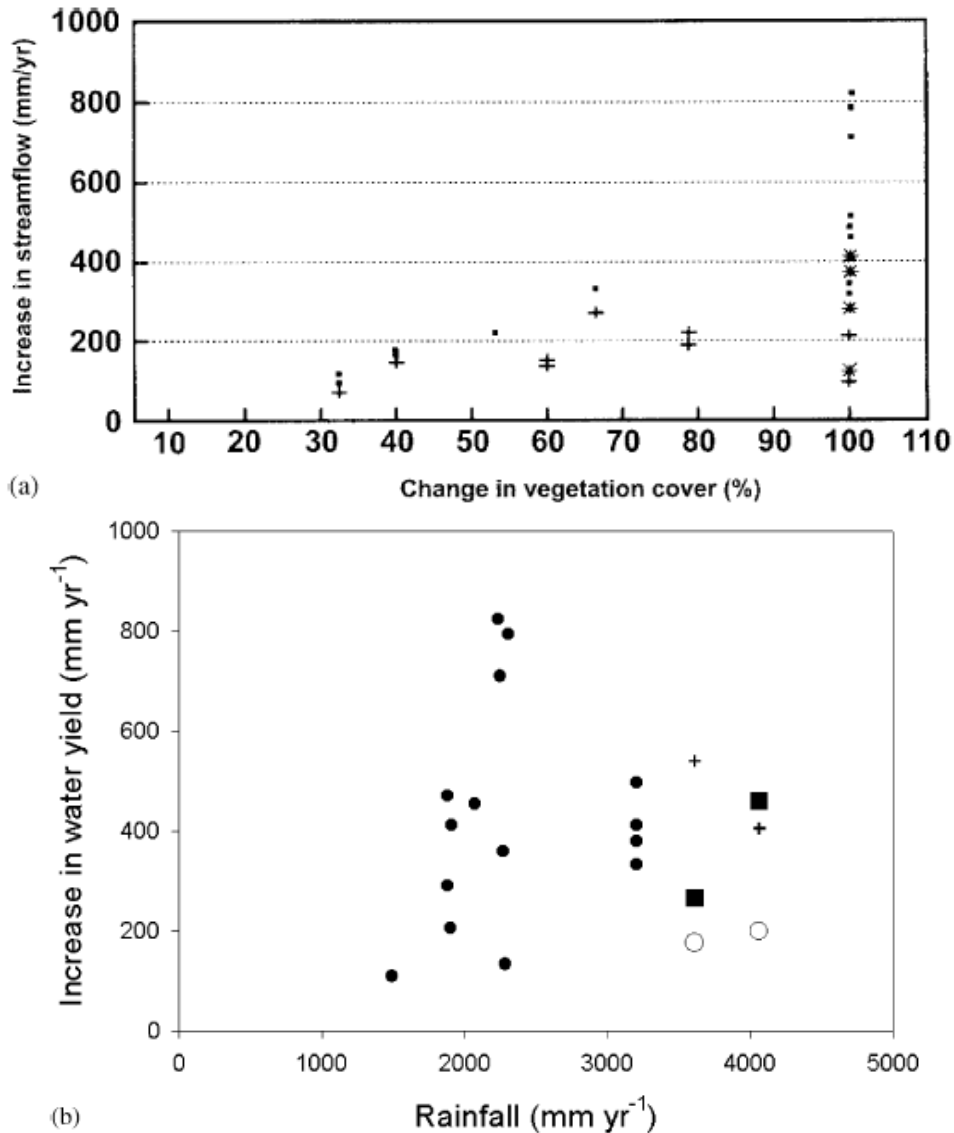
las lluvias tropicales puede complicar las comparaciones directas entre cuencas y entre años. Por ejemplo, a pesar de una casi completa conversión de bosque a pastizales en un período de 5 años (1979-1984), el flujo de río promedio anual post-bosque (1980-1995) en la cuenca Pejibaye de 131 km<sup>2</sup> al sud de Costa Rica fue casi 320 mm más bajo que bajo la condición totalmente boscosa (1970-1979), casi ciertamente debido a totales de lluvia más bajos (J. Fallas, comunicación personal).

Para superar tales problemas se requieren diseños experimentales rigurosos (ej: la técnica de cuencas pareadas; Hewlett & Fortson, 1983) o modelos bien calibrados (ej: Watson et al., 1999). El error experimental del método de las cuencas pareadas es tal que las reducciones en la cobertura boscosa de, por decir, < 20% fallan en producir un cambio detectable en el caudal en cuencas pequeñas (Bosch & Hewlett, 1982), aunque esto no necesariamente aplica también a cuencas grandes (Trimble et al., 1987; Costa et al., 2003). Tales experimentos controlados insumen mucho tiempo y son caros y, en consecuencia, relativamente unos cuantos de los mismos han sido conducidos en los trópicos (Bruijnzeel, 1990; Malmer, 1992; Fritsch, 1993). La fig. 2 resume la evidencia disponible a la fecha.

En todos los casos, la remoción de más de 33% de la cobertura boscosa dio como resultado un incremento significativo del caudal anual durante los tres primeros años. Ganancias iniciales en la producción hídrica después del desbosque completo variaron entre 145 y 820 mm por año. Adicionalmente, incrementos en la producción hídrica probaron ser aproximadamente proporcionales a la fracción de la biomasa reducida (Fig. 2a). Estos cambios en la producción hídrica reflejan principalmente las características evaporativas diferentes de los bosques tropicales maduros y la vegetación secundaria (muy) joven o la vegetación plantada y en mucho menor grado aumentos en el escurrimiento de tormenta (respuesta a la lluvia). Bajo un bosque maduro lluvioso tropical típicamente 80-95% de la lluvia incidente infiltra en el suelo, de los cuales casi 1000 mm/año es nuevamente transpirado por los árboles cuando la humedad del suelo no se encuentra limitada, mientras que el remanente se usa para sostener el flujo de los ríos. Como tal, la mayor parte del incremento en el flujo a partir del desbosque se observa normalmente en la forma de flujo base siempre y cuando la capacidad de absorción de la superficie del suelo no se encuentre demasiada deteriorada (Bruijnzeel, 1990).

La variación observada en la respuesta inicial al desbosque (Fig. 2a) es considerable y puede ser explicada parcialmente sólo por las diferencias en la lluvia entre localidades o años (Fig. 2b; ver Bosch & Hewlett, 1982; Stednick, 1996 para resultados de numerosos estudios no tropicales). Otros factores incluyen: diferencias en altitud y distancia a la costa (afectando evaporación; Bruijnzeel, 1990; Schellekens et al., 2000), inclinación de la cuenca y profundidad del suelo (ambos de los cuales gobiernan el tiempo de residencia del agua y la velocidad en la recesión del flujo base; Roessel, 1939; Ward & Robinson, 1990), el grado de alteración del sotobosque y de suelo por maquinaria o fuego (determinando tanto la capacidad del suelo para absorber agua y la tasa de rebrote; Uhl et al., 1988; Kamaruzaman, 1991; Malmer, 1992), y la fertilidad de suelo (influyendo la productividad de las plantas post-desbosque y absorción de agua; Brown & Lugo, 1990). Ya que la relativa importancia de los factores respectivos varía entre

sitios, se requieren usualmente estudios adicionales respecto a los procesos si los resultados de los experimentos de cuencas pareadas (los cuales representan esencialmente un enfoque de caja negra) deben ser totalmente entendidos (Bruijnzeel, 1990, 1996; Malmer, 1992; Bonell & Balek, 1993; Sandström, 1998).



**Figura. 2.** (a) Incrementos en la producción hídrica anual durante los 3 primeros años después del desbosque de un bosque tropical: (+) año seco, (\*) estudio de cuenca no pareadas; (b) idem luego de un desbosque completo vs, correspondientes cantidades de lluvia anual ((●) tomados de la tabla 4 en Bruijnzeel (1990), suplementados con datos de Malmer (1992) como sigue: (+) desbosque no mecanizado seguido por la quema de los desechos de la tala; (○) extracción manual de los desechos, no quema; (■) desbosque mecanizado seguido de quema de los desechos de la tala.

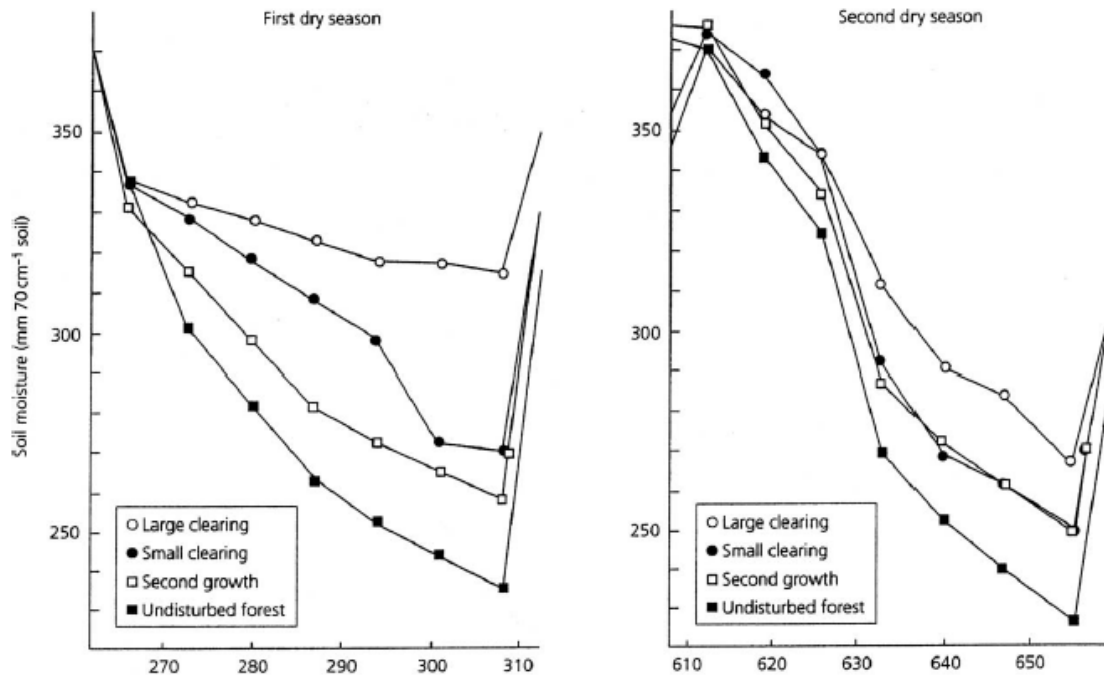
### **3.2 Cambios en la producción hídrica durante la regeneración del bosque**

Generalmente, los aumentos iniciales en la producción hídrica que siguen al desbosque exhiben una declinación más o menos irregular con el tiempo a niveles previos al desbosque, reflejando el desarrollo de la regeneración o de la vegetación plantada nuevamente y la variabilidad de la lluvia año a año. Bajo condiciones temperadas esto puede tomar de 3 a 9 años en suelos superficiales, dependiendo si la regeneración es principalmente a través de brotes o de semillas (Hornbeck et al., 1993) mientras que períodos hasta 35 años han sido reportados para la regeneración de bosques de hoja ancha en suelos muy profundos (Swank et al., 1988).

En los trópicos húmedos un retorno rápido a los niveles de caudal, previo al desbosque durante la regeneración del bosque después de la tala o desbosque, puede esperarse en vista del crecimiento generalmente vigoroso de la vegetación tropical joven secundaria (Brown & Lugo, 1990). Sin embargo, la información disponible es escasa y en algún grado contradictoria. Kuraji & Paul (1994) presentaron resultados de un estudio de balance hídrico involucrando dos pequeñas cuencas en Sabah, al Este de Malasia, las cuales habían sido sujetas a diferentes grados de explotación del bosque dos años y medio previos a las observaciones. Una cuenca había sido selectivamente talada y la otra con completa remoción y quemada. Estimaciones de evapotranspiración del bosque (ET) durante el tercer y cuarto año después de la perturbación fueron de casi 1450 mm/año para la cuenca selectivamente talada versus a los 1200 mm/año para la cuenca donde la remoción fue completa (donde la vegetación fue dominada por *Macaranga spp.*). Tomando estos resultados como valores nominales, y notando que la estimación para el bosque talado es ya cercana al valor promedio de ET de bosques lluviosos tropicales de tierras bajas en la región (casi 1465 mm/año; Bruijnzeel, 1990), el uso del agua de la vegetación joven secundaria en el sudeste asiático puede ser estimado en casi 250 mm/año menos que los correspondientes a bosque maduro. Mediciones concurrentes de lluvia realizadas por encima y por debajo del follaje de dos bosques sugieren que esta aparente diferencia en la ET total podría ser cuantificada sólo por la diferencia en la lluvia interceptada (Paul & Kuraji, 1993).

Un soporte adicional respecto al rápido retorno de los flujos totales, es decir, dentro 3 a 5 años, a los niveles previos a la perturbación después de la tala (pero no desbosque total) puede provenir de las observaciones de Malmer (1992), también en Sabah. Sus mediciones de caudal en cuencas forestadas que habían perdido cerca de la tercera parte de su biomasa en dosel 5 años antes a través de la tala, indicaron ninguna tendencia en la ET anual a través de los cinco años, excepto para valores mayores durante años más húmedos asociados con mayores pérdidas por interceptación de la lluvia. De forma similar, Parker (1985) encontró que las reservas de agua de suelo en la estación seca en un pequeño desmonte en Costa Rica (de tamaño similar a aquellos típicamente creados por la tala) son ya indistinguibles de aquellos bajo los 5 años de rebrote durante el segundo año (Fig. 3). Evidencia adicional de una recuperación rápida del uso del agua por parte del bosque proviene del Este de la

amazonía, donde la ET de la vegetación secundaria de 2 y 3.5 años de edad (determinada por métodos meteorológicos antes que por hidrológicos) fue estimada en 1365 y 1421 mm/año respectivamente (Hölscher et al., 1997; Sommer et al., 2002). Los últimos valores son muy similares a aquellos obtenidos en bosques maduros en la misma área (1350 mm/año; Klinge et al., 2001). También al Este de la Amazonía, Jipp et al. (1998) no encontró diferencias significativas en las reservas del agua del suelo promediadas estacionalmente a cualquier profundidad bajo los bosques maduros y el rebrote de 15 años de edad.



**Figura 3.** Contenido de humedad del suelo en los 70 cm iniciales del suelo bajo un bosque no disturbado (■), bajo un rebrote de vegetación secundaria de 6 años de edad (□) y un desbosque pequeño de 10mx50m (●) y uno grande de 50mx50m (○) en las tierras bajas de Costa Rica durante dos estaciones seca consecutivas (replanteado después de Parker, 1985).

Por el contrario, Abdul Rahim & Zulkifli (1994) no observaron ninguna disminución en los incrementos iniciales de la producción hídrica (típicamente 70-100 mm/año) durante los 7 primeros años después del aprovechamiento del 40% del stock comercial en un bosque lluvioso de tierras bajas en la península de Malasia (las observaciones fueron concluidas después del séptimo año cuando el área fue inundada durante la creación de un reservorio). Aunque esto podría sugerir que el uso del agua por el rebrote en los espacios creados por la tala permanecieron todavía por debajo del original stock después de siete años, esto es menos probable a la luz de evidencia previa proveniente de la Amazonía y el Este de Malasia. Más bien uno puede pensar de una causa más estructural del incremento de los flujos, tales como aumento en la contribución del escurrimiento, proveniente de los caminos para la extracción de la madera más el hecho de que la evaporación desde estas superficies desnudas compactadas se puede esperar que sea más baja. El resultado contradictorio obtenido por Abdul Rahim & Zulkifli (1994) una vez más resalta la necesidad de estudios de

procesos hidrológicos complementando los experimentos de cuencas pareadas (cf. Bruijnzeel, 1996). En general los esfuerzos en investigación hidrológica sobre vegetación secundaria requieren ser intensificados, ya que en la actualidad, con unas cuantas excepciones, la mayoría de los países tropicales tienen mayores áreas bajo vegetación secundaria que bajo bosque primario (Brown & Lugo, 1990; Whitmore, 1998; Giambelluca, 2002; ver también Hölscher et al., 2004 para un sumario reciente de los cambios hidrológicos y del suelo asociados con la regeneración de bosques tropicales). Tal trabajo también debiera dar lugar a una mejor explicación cuantitativa de la aparente falta de respuesta hidrológica a la alteración del bosque en el caso de grandes áreas de drenaje con vegetación en varios estados de regeneración (ver abajo).

### **3.3 Cambios en la producción hídrica que siguen a la conversión del bosque**

Mientras se observa que los flujos totales de río eventualmente retornan a los niveles previos al desbosque cuando se permite el rebrote, la conversión de bosques tropicales nativos a otros tipos de cobertura de la tierra puede producir cambios permanentes. Por ejemplo, aumentos permanentes de la producción hídrica anual están asociados comúnmente con la conversión de bosque a agricultura. Incrementos reportados varían desde 140 mm/año bajo condiciones subhúmedas prevalecientes en Nigeria (Lal, 1983) hasta 410 mm/año en las montañas de Tanzania (Edwards, 1979). El reducido uso del agua de cultivos anuales comparado con el de un bosque maduro refleja no sólo la poca capacidad de la vegetación de porte bajo para interceptar y evaporar la lluvia (Van Dijk & Bruijnzeel, 2001b) sino también para extraer agua desde las capas más profundas del suelo durante períodos de sequía (Eeles, 1979). Lo anterior se relaciona principalmente a la menor rugosidad aerodinámica de cultivos anuales de porte bajo (y posiblemente a sus menores áreas foliares), mientras que la reducida absorción de agua por parte de los cultivos refleja su profundidad radicular más limitada (Calder, 1998; cf. Nepstad et al., 1994). Por las mismas razones, la conversión de los bosques tropicales a pastizales generalmente genera también permanentes aumentos en el flujo de los ríos (150–300mm/año dependiendo de la lluvia; Mumeka, 1986; Fritsch, 1993; Jipp et al., 1998). De forma similar, incrementos proporcionales permanentes del flujo puede ser esperados como resultado de la conversión de bosque a plantaciones de té (Blackie, 1979a), caucho (Montény et al., 1985) o cacao (Imbach et al., 1989).

Por otro lado, ha sido reportado que producciones hídricas retornaron a sus niveles originales en un período de 8 años donde plantaciones de pinos reemplazaron al bosque natural, como en las tierras altas de Kenia (Blackie, 1979b). Un similar resultado puede ser esperado sobre la base de los valores comparables de ET obtenidos para palmas de Aceite maduras (Foong et al., 1983) y bosques lluviosos de tierras bajas (Bruijnzeel, 1990), aunque se requiere trabajo adicional para probar esta afirmación. Bruijnzeel (1997) puntualizó cuan poco se sabe acerca de las consecuencias hidrológicas de las plantaciones de tales especies arbóreas ampliamente usadas y de rápido crecimiento como *Acacia mangium*, *Gmelina arborea*, *Paraserianthes falcataria*, y (en menor grado) *Eucalyptus spp.* y pinos. En vista de las elevadísimas fracciones de intercepción de la lluvia reportadas para *A. mangium* tanto en la península (Lai &

Salleh, 1989) como en el Este de Malasia (A. Malmer, comunicación personal), y el crecimiento excepcionalmente rápido de esta especie (Lim, 1988), no es impensable que el uso total de agua de rodales de *Acacia* pueda exceder al del bosque original. Recientes observaciones al Este de Malasia en rodales de 10 años de edad han confirmado el elevado uso de agua de *A. mangium* incluso durante un período de sequía (Cienciala et al., 2000).

Particularmente la plantación de eucaliptos ha tenido una vigorosa oposición en la literatura popular ambiental, debido principalmente a que se dice que son “voraces consumidores de agua” (ej. Vandana and Bandyopadhyay, 1983). Plantaciones de *Eucalyptus camaldulensis* y *E. tereticornis* al sud de la India de hecho exhibieron tal comportamiento con tasas de transpiración mayores a 6 mm/día cuando no se presenta un déficit hídrico en el suelo al finalizar el monson, aunque los valores cayeron a 1mm/día cuando el contenido del agua del suelo estaban bajos durante la subsecuente larga estación seca (Roberts & Rosier, 1993). Debido a este mecanismo de regulación, el uso anual del agua por parte de las plantaciones en suelos de profundidad intermedia ( $\approx 3$  m) no fue significativamente diferente que las correspondientes a bosques secos deciduos nativos (Calder et al., 1992). Sin embargo, en suelos mucho más profundos ( $> 8$  m) el uso anual del agua por parte de las plantaciones excedió considerablemente la lluvia anual, sugiriendo la “minería” de las reservas del agua del suelo que se hubo acumulado previamente en las capas más profundas durante años cuando las lluvias excedieron la lluvia promedio. Adicionalmente, la tasa de penetración radicular se mostró que era tan rápida como 2.5 m/año y aproximadamente igualada en altura arriba de la superficie del terreno (Calder et al., 1997). Observaciones similares han sido realizadas bajo *E. grandis* en Sud-África (Dye, 1996). Probablemente es pertinente a este respecto que Viswanatham et al. (1982) observaron fuertes disminuciones en el flujo en los cursos de agua después del aprovechamiento de plantaciones jóvenes<sup>3</sup> de *E. camaldulensis* al norte de la India. Un reciente experimento que involucró *E. globulus* al sud de la India (Sikka et al., 2003) confirmó el efecto realizado del aprovechamiento de plantaciones jóvenes: la reducción en la producción hídrica durante la segunda rotación de 10 años (primera generación después del aprovechamiento) fue sustancialmente más alta (por 156%) comparado a aquella durante la primera rotación (Samraj et al., 1988). Los resultados reportados arriba confirman los temores iniciales de Vandana and Bandyopadhyay (1983). Por lo tanto, la plantación de eucaliptos, particularmente en climas sub-húmedos, debiera estar basada en una juiciosa planificación, es decir, lejos de los cursos de agua y depresiones o donde sea que las raíces tuvieran acceso rápido a reservas de agua subterránea (ver también la sección sobre los efectos de la reforestación).

Ninguna declinación en los flujos anuales totales en cursos de agua ha sido reportada siguiendo a la remoción de bosques tropicales de tierras bajas. Sin

---

<sup>3</sup> La expresión “aprovechamiento de plantaciones jóvenes” fue traducida de “coppicing”. El “coppice” es un área de bosque cuyos árboles son normalmente pequeños, los cuales son usualmente podados a nivel de la superficie para promover el crecimiento de brotes laterales. El proceso de poda del “coppice” se denomina “coppicing”. Comúnmente este proceso se lo realiza en rotación.

embargo, es posible que el desmonte de ciertos tipos de bosques montanos nublados tropicales para el cultivo de hortalizas de clima templado o para la creación de tierras de pastoreo presente una excepción a la regla. La evapotranspiración en bosques nublados se conoce que es baja. Esto, junto con la entrada extra de humedad generada a través de la intercepción del agua de nubes, causa que los coeficientes de escurrimiento asociados sean muy altos (Bruijnzeel & Proctor, 1995; Zadroga, 1981). A pesar de la importancia demostrada de estos bosques en términos del suministro continuo de agua hacia las tierras bajas adyacentes, los mismos son convertidos rápidamente a uso agrícola en muchos lugares especialmente en Latinoamérica (Hamilton et al., 1995; Bruijnzeel & Hamilton, 2000). El efecto asociado sobre la producción hídrica se desconoce todavía pero presumiblemente refleje un equilibrio entre la pérdida del agua extra, anteriormente ganada vía la intercepción del agua de nube y la lluvia impulsada por el viento, y la diferencia en el uso del agua entre la vieja y la nueva vegetación. No obstante, las cantidades de agua interceptada de las nubes pueden diferir sustancialmente entre el tipo de bosque nublado y el sitio de exposición, y por lo tanto, el efecto eventual del desmonte de bosques nublados sobre los flujos en los cursos de agua dependerá de las proporciones relativas de la cuenca ocupada por los respectivos tipos de bosque (Bruijnzeel, 2002a). Por ejemplo, bosques localizados en las cumbres pueden interceptar grandes cantidades de agua desde las nubes y de la lluvia impulsada por el viento pero su extensión espacial es generalmente demasiado baja para tener un efecto significativo a la escala de cuenca (Weaver, 1972; Brown et al., 1996). La mayor parte de la evidencia disponible, con respecto al efecto hidrológico de la conversión de los bosques nublados, se relaciona a la disminución de los flujos de la estación seca (ver siguiente sección). Ataroff & Rada (2000) presentaron recientemente (lugar?) mediciones del uso del agua de bosques y pastizales en las montañas de Venezuela las cuales, después de la extrapolación a valores anuales, sugirieron que el flujo en los cursos de agua bien podría disminuir luego de la conversión. Además para respaldar esta afirmación reportaron de forma consistente niveles de humedad más bajos en la parte superior del suelo (30 cm) por debajo de la pastura comparados al bosque. Sin embargo, la ET total inferida de su pastizal ligeramente pastoreado (2690 mm/año excluyendo evaporación del suelo) debe ser considerada irrealmente alta ya que esta casi excede de hecho las cantidades de energía radiante disponible a esta altitud (2350 m). Se requiere trabajo adicional.

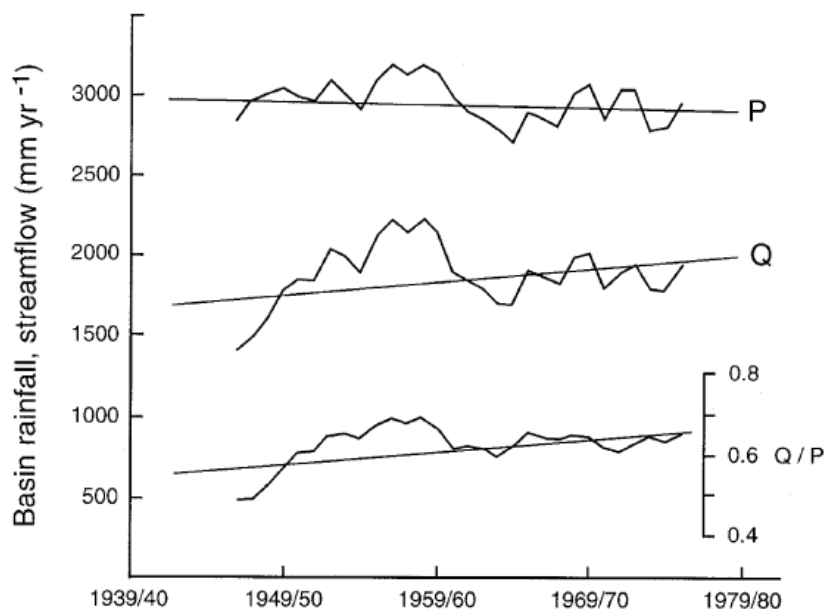
### **3.4 Efectos de escala**

Los resultados presentados hasta ahora pertenecen mayormente a cuencas pequeñas localizadas en áreas de cabecera (usualmente < 1 km<sup>2</sup>) involucrando un cambio unilateral en cobertura. Aunque estos experimentos proporcionan un cuadro claro y consistente de un incremento en la producción hídrica después del reemplazo de la vegetación alta por una más pequeña y viceversa, tales efectos son a menudo difíciles de discernir en cuencas más grandes las cuales usualmente tienen una variedad de tipos de uso de la tierra y cambios temporales dentro las mismas. Adicionalmente, existen complicaciones donde sea que la lluvia exhibe una elevada variabilidad espacial y donde los aprovechamientos de agua para usos municipales, agrícolas e industriales sean elevados tal como sucede en muchas áreas de tierras

bajas tropicales densamente pobladas. Por ejemplo, Qian (1983) no pudo detectar ningún cambio sistemático en los flujos de cursos de agua en cuencas variando en tamaño desde 7 a 727 km<sup>2</sup> en las islas de Hainan, sud de China, a pesar de una reducción durante tres décadas de 30% en la cobertura de bosques altos. Esencialmente Dyhr-Nielsen (1986) y Wilk et al. (2001) arribaron a la misma conclusión para grandes cuencas (12,100–14,500 km<sup>2</sup>) al norte de Tailandia las cuales habían perdido al menos 50% de la cobertura de bosques altos desde 1950s. La causa principal de la alteración del bosque en estos ejemplos fue la agricultura migratoria. Por lo tanto, aparte de algunos efectos moderadores de la variabilidad espacial de la lluvia, ésta falta de un cambio claro del flujo en cursos de agua debe reflejar el rápido retorno a los valores de las características evaporativas de la vegetación previos a la perturbación (en particular el albedo) y posiblemente la recuperación de la capacidad de infiltración de los suelos. Giambelluca et al. (1999) reportaron que el albedo de la vegetación secundaria entre 8 a 25 años de edad al norte de Tailandia fue similar o menor que el correspondiente a los bosques maduros (sugiriendo un uso del agua similar). Al mismo tiempo, Fritsch (1993) señaló que incrementos en el flujo de cursos de agua (por casi 30%), durante el sistema de cultivo tala – quema en la Guyana francesa, desapareció rápidamente una vez que se permitió al bosque regenerarse. Lal (1996) demostró como cinco años de barbecho después del tradicional desmonte en Nigeria produjo un aumento de 10 veces en la capacidad de infiltración del suelo.

Por otra lado, Madduma Bandara & Kuruppuarachchi (1988) observaron un aumento de cerca 200 mm en los flujos totales anuales promediados para la parte alta de la cuenca de Mahaweli en Sri Lanka sobre el período 1940-1980, a pesar de una tendencia negativa en la lluvia en el mismo período. Aunque ambas tendencias no fueron estadísticamente significativas a un nivel de 95% de significancia, el incremento asociado en las tasas anuales de escurrimiento fue altamente significativo, mientras que los flujos de la estación seca también disminuyeron gradualmente (Fig. 4). El incremento en respuesta hidrológica se atribuyó a la conversión generalizada de plantaciones de Té (no bosque) a cultivos anuales y huertos caseros sin medidas de conservación adecuadas (Madduma Bandara & Kuruppuarachchi, 1988).

Sin embargo, Elkaduwa & Sakthivadivel (1999) obtuvieron un cuadro mucho menos consistente cuando analizaron una larga serie de tiempo de flujos (1940-1997) cerca de la parte alta de la cuenca Nilwala, la cual había experimentado una reducción de 35% en la cobertura boscosa.



**Figura 4.** Promedios móviles de cinco años de lluvia anual, flujo en el río y tasas de escurrimiento para la parte alta de la cuenca Mahaweli arriba de Peradeniva, Sri Lanka (luego de Madduma Bandara & Kuruppuarachchi, 1988).

Subiendo más arriba en la escala, Van der Weert (1994) comparó flujos totales de cursos de agua para la cuenca Citarum (4133 km<sup>2</sup>) al Oeste de Java, Indonesia, para el período 1922-1929 y 1979-1986. Los totales de lluvia anual promedio para los dos periodos fueron muy similares en 2454 y 2470 mm respectivamente. Los correspondientes flujos totales promedio fueron 1137 y 1261 mm respectivamente, sugiriendo una disminución aparente de la ET de cerca 110 mm/año. Aunque en la cuenca no se encuentra ninguna información detallada disponible respecto al uso de la tierra previo a la guerra, hubo según lo informado comparativamente poco desbosque. En 1985 casi el 50% de la cuenca estaba cubierta por bosques, plantaciones o huertos mixtos, mientras asentamientos humanos y cultivos de arroz irrigados ocuparon 7 y 34% respectivamente, con campos a secano conformado el remanente 9% (Van der Weert, 1994). Debido a que las áreas cubiertas por asentamientos y arrozales tuvieron probablemente un incremento considerable entre los dos periodos (Whitten et al., 1996), la reducción en general de la ET, y por lo tanto el incremento en la producción hídrica, debe ser atribuido principalmente al incremento en áreas con superficies compactadas, tales como caminos y asentamientos (el consumo de agua de un campo de arroz irrigado puede ser tan alto como de un bosque; Wopereis, 1993). Budi Harto & Kondoh (1998) en otro lugar del Oeste de Java obtuvieron una similar caída en la ET (110 mm) luego de un aumento de 5% en el área de asentamientos y un 10% en la agricultura a secano (ambos a expensas de los campos irrigados de arroz). Binn-lthnin (1988) también reportaron un fuerte incremento en los volúmenes de escurrimiento asociados con el crecimiento urbano en el área de Kuala Lumpur en la Península de Malasia.

Una causa similar, es decir urbanización, puede bien explicar el incremento (bastante considerable) en los coeficientes de escurrimiento anual derivados para algunas cuencas grandes (25,500–66,625 km<sup>2</sup>) en las partes altas del valle de Yangtze

en el sudoeste de China, a pesar de lo sostenido por Cheng (1999) que estos incrementos en el flujo reflejaron la “*construcción de bosques refugios*” (los cuales incluyeron eucaliptos y varios *phreatophytes*<sup>4</sup>) y así la mejora de las oportunidades de infiltración en solo casi 7% del área de la cuenca. Finalmente, a una escala muy grande (175,360 km<sup>2</sup>) Costa et al. (2003) relacionan como un incremento del 19% en el área bajo pastizales ( $\approx 33,000$  km<sup>2</sup>) a expensas de la vegetación del cerrado<sup>5</sup> en un lugar sub-húmedo del Brasil dio como resultado un aumento significativo en la descarga media anual (24% o  $\approx 88$  mm/año). Debido a que el cambio en la lluvia no fue estadísticamente significativo y debido a que el aumento en los flujos fue mayor durante la estación lluviosa, Costa et al. infirieron que la principal causa del incremento observado en la producción hídrica fue una reducción en la capacidad de infiltración del suelo después del pastoreo (cf. Elsenbeer et al., 1999; Godsey & Elsenbeer, 2002), antes que un reducido uso del agua por parte de los pastizales. Los efectos de la urbanización y los caminos debe ser considerado insignificante en este caso particular. Existe una necesidad de incrementar los esfuerzos de investigación para establecer los efectos del cambio de uso de la tierra aguas abajo (tanto positivos como negativos) a una escala de Meso y Macro cuenca (ver también abajo).

## **4. Cambios en el régimen de flujo resultantes de la conversión de bosques tropicales**

### **4.1 Flujos de la estación seca**

En áreas con lluvia estacional la distribución del flujo en los cursos de agua a través del año es a menudo de mayor importancia que la producción hídrica total anual. Como ya se indicó anteriormente, son numerosos los reportes de reducciones en los flujos durante la estación seca después del desmonte de bosques tropicales. A primera vista, esto parece contradecir la evidencia presentada antes que la remoción del bosque lleva en general a una mayor producción hídrica y a suelos más húmedos (Figs. 2-4), más aún porque la mayor parte del incremento del flujo después de desmontes experimentales usualmente se observa durante condiciones de flujo base (Bosch & Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 1990). Sin embargo, las circunstancias asociadas con experimentos controlados en cuencas (períodos cortos) pueden bien diferir de aquellas dadas en situaciones del “mundo real” en períodos largos. Para empezar, la exposición continuada del suelo desnudo a la intensidad de lluvia después del desbosque (Lal, 1987, 1996), la compactación del suelo por maquinaria (Kamaruzaman, 1991; Malmer & Grip, 1990) o sobrepastoreo (Costales, 1979; Gilmour et al., 1987), la gradual desaparición de la actividad de la fauna del suelo (Aina, 1984; Lal, 1987), y los incrementos en las áreas ocupadas por superficies impermeables como caminos y asentamientos humanos (Rijsdijk and Bruijnzeel, 1990, 1991; Van der Weert, 1994; Ziegler

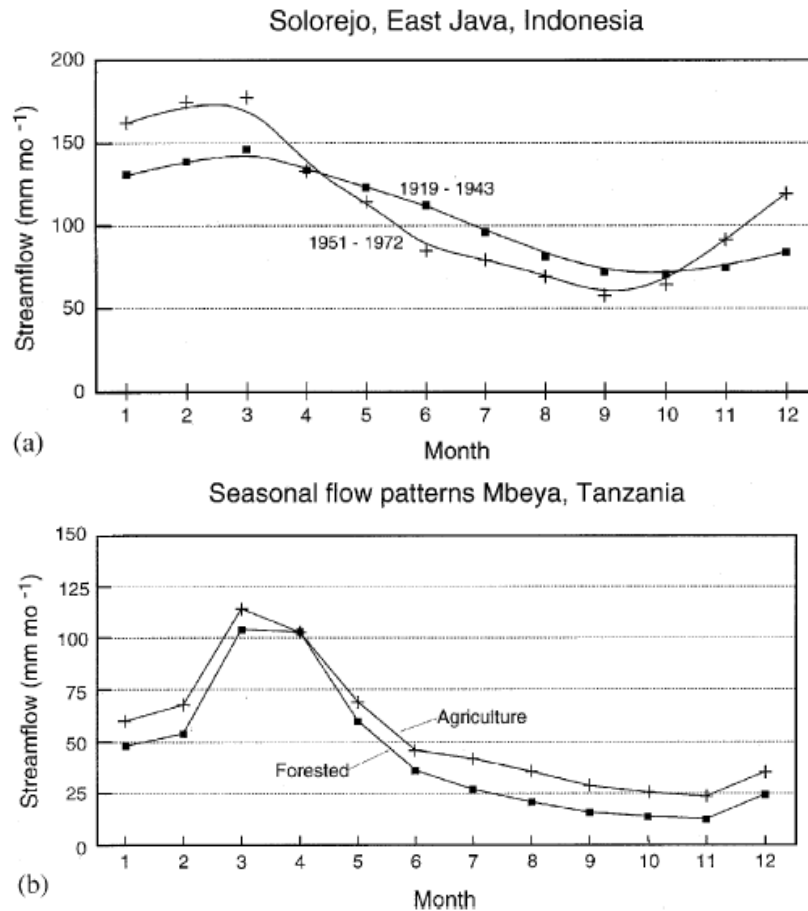
---

<sup>4</sup> Phreatophyte: Es una especie de planta con un sistema radicular profundo que obtiene una porción significativa del agua que requiere de la zona freática (zona de saturación) o de la franja capilar arriba de la zona freática

<sup>5</sup> Cerrado: sabana típica, con arbustos y árboles de hasta 7 metros de altura, ramas y troncos tortuosos recubiertos por una espesa corteza

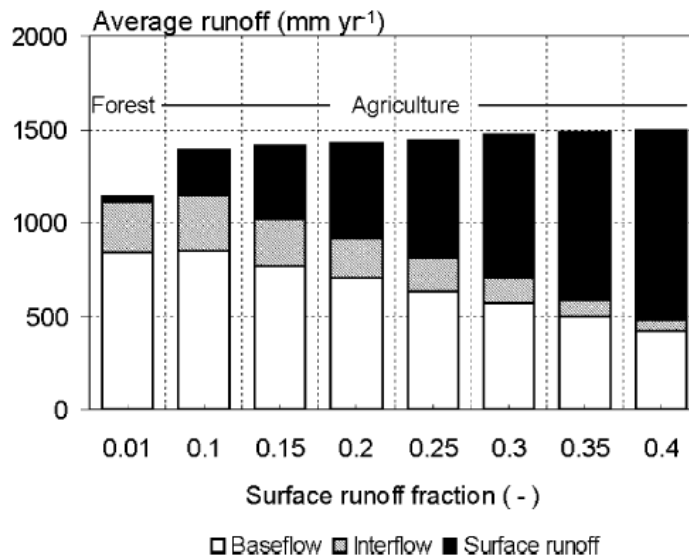
& Giambelluca, 1997), todo ello contribuye a la reducción gradual de las oportunidades de infiltración de la lluvia en áreas desmontadas. Como resultado la respuesta de la cuenca a la lluvia llega a ser más pronunciada, y los incrementos del escurrimiento de tormenta durante la estación lluviosa pueden llegar a ser tan grandes como para perjudicar seriamente la recarga de las reservas del agua del suelo y del agua subterránea que alimenta los manantiales y mantiene el flujo base. En otras palabras: el “efecto esponja” se ha perdido. Cuando este estado crítico es alcanzado, seguirá inevitablemente la reducción de los flujos de la estación seca o flujos mínimos (Fig. 5a) a pesar del hecho de que una reducción en la evaporación asociada con la remoción del bosque debería haber producido flujos base más altos. Si, por otro lado, las características de la superficie del suelo después del desmonte son suficientemente mantenidas para permitir la infiltración continua de (la mayoría) de la lluvia, entonces la reducida ET asociada con la remoción del bosque mostrará un incremento en los flujos de la estación seca (Fig. 5b).

Las oportunidades de infiltración pueden ser conservados a través del establecimiento de un sistema de caminos bien planificado y mantenido más la cuidadosa extracción de la madera en el caso de operaciones de tala (Bruijnzeel, 1992; Dykstra, 1996), o aplicando medidas de conservación de suelos apropiadas luego del desmonte con fines agrícolas (Hudson, 1995; Young, 1989). Aunque la hipótesis de “compensación en la infiltración” (Bruijnzeel, 1989) queda por ser probada, algún soporte para la misma proviene de un ejercicio de modelamiento realizado por Van der Weert (1994). Las contribuciones relativas a la producción hídrica anual de los tres componentes del flujo en ríos, a saber, el escurrimiento superficial (*“flujo superficial proveniente del exceso de infiltración”*), flujo de tormenta sub-superficial (denominado por Van der Weert como “interflujo”) y, el flujo base (salida de flujo del agua subterránea profunda), fueron simulados para condiciones de cobertura total forestada y de desmonte total (agricultura a secano) con coeficientes de escurrimiento incrementándose gradualmente, empleando una serie de datos 10 años para lluvia mensual en la cuenca Citarum citada anteriormente (Fig. 6). Sin entrar en detalles respecto al modelo usado, las simulaciones claramente muestran que los niveles de flujo base son poco afectados por el desboque siempre y cuando los coeficientes de escurrimiento superficial permanezcan por debajo el 15% de la lluvia. Por el contrario, si el escurrimiento superficial llega a ser tan alto como 40% entonces el flujo base (flujo de la estación seca) es aproximadamente reducido a la mitad (Fig. 6).



**Figura 5.** (a) Cambio en la distribución estacional del flujo de río que siguen al cambio en el uso de la tierra: reemplazando 33% de bosque por agricultura a secano y urbanizaciones al Este de Java, Indonesia (después de Rijdsijk & Bruijnzeel, 1991). (b) Cambio en la distribución estacional de flujo de río que siguen a cambios en el uso de la tierra: reemplazando bosques lluviosos montañosos por cultivos de subsistencia en Tanzania (basado en datos originales en Edwards, 1979).

Típicos coeficientes de escurrimiento superficial asociados con agricultura a secano, desarrollada en terrazas de banco sobre suelos volcánicos en las tierras altas al Oeste de Java, varían entre 16 a 18 % en terrazas con pendientes moderadamente inclinadas a 27-33% en laderas inclinadas, con la mayor parte del escurrimiento siendo suministrado por un sistema de drenaje relativamente compacto corriendo al pie del borde de la terraza (Purwanto & Bruijnzeel, 1998; Van Dijk, 2002). Coeficientes de escurrimiento en asentamientos humanos en la misma área variaron entre 38 y 68% (Purwanto, 1999). Resultados muy similares han sido reportados para varios tipos de superficies viales en terrenos comparables al Este de Java (Rijdsijk & Bruijnzeel, 1990, 1991). Tales resultados y aquellos dados por Binn-Ithnin (1988) en el área de Kuala Lumpur añaden adicional sostén a la interpretación ofrecida anteriormente de los cambios en la producción hídrica para la cuenca Citarum.



**Figura 6.** Cambios simulados en componentes del flujo de río para condiciones de bosque y agricultura con aumentos en la perturbación del suelo (después de Van der Weert, 1994).

Dada las enormes diferencias en las reservas de agua subterránea, y por lo tanto en las descargas de flujo base, que puede existir entre cuencas de contrastante tamaño (ej. Hardjono, 1980) y conformación geológica (ej. Profundos depósitos de tobas volcánicas versus suelos superficiales sobre margas impermeables en Java; Roessel, 1939; Meijerink, 1977), el impacto relativo del cambio en la cobertura de la tierra sobre los flujos bajos se puede esperar que difiera consecuentemente. Falta evidencia experimental de los trópicos, pero otro ejercicio de modelamiento realizado por Van der Weert (1994) sugiere vigorosamente que los flujos de la estación seca disminuyen más rápidamente luego de un deterioro severo de la superficie en el caso de suelos profundos con gran capacidad de almacenamiento a comparación de suelos más superficiales que poseen poca capacidad de almacenar agua de todos modos. A este respecto, se requiere urgentemente trabajo adicional para separar factores climáticos, de suelo, de vegetación y geológicos. Naturalmente es de vital interés conocer en qué grado los ya reducidos flujos de la estación seca pueden ser restablecidos nuevamente mejorando la infiltración y las oportunidades de almacenamiento. Volveremos a este punto en la sección sobre los efectos de la reforestación.

Hay un cuerpo creciente de evidencia en Latinoamérica (mayormente circunstancial) que el desmonte de bosques nublados para pastizales o cultivos anuales puede llevar a la disminución de los flujos en la estación seca (Stadtmüller & Agudelo, 1990; Brown et al., 1996; Ataroff & Rada, 2000). Ataroff & Rada (2000) en Venezuela reportaron que el escurrimiento superficial de bosques nublados no disturbados y de pastizales (ligemente pastoreados) son similares (menos del 2%). Bajo tales circunstancias, se puede esperar que cambios en el contenido de agua del suelo y en el flujo en los cursos de agua reflejen el efecto neto de cambios del uso del agua por parte de vegetación y la remoción de agua desde las nubes. No obstante, en el caso de la conversión a cultivos anuales existe el efecto confuso de los correspondientes cambios en las oportunidades de infiltración asociado con la degradación del suelo.

Desafortunadamente, todavía la evidencia disponible no es concluyente. Las cuencas pareadas en Honduras y Guatemala, para las cuales Brown et al. (1996) derivaron una reducción del 50% en el flujo de la estación seca luego de la conversión a cultivos de hortalizas, fueron bastante diferentes en tamaño y rango altitudinal y, por lo tanto, en su exposición a la neblina y lluvia, por lo que los resultados no son concluyentes. Un caso más convincente, aunque no en los trópicos, fue dado por Ingwersen (1985) quien observó una declinación (modesta) en los flujos de verano después de de una operación de desbosque de un 25% en una porción del bosque en la misma cuenca en la región Noroeste del pacífico de USA para la cual Harr (1982) había inferido una contribución anual de la neblina de casi 880 mm (un valor muy alto). El efecto desapareció después de 5-6 años. Debido a que la tala de bosques en el Noroeste del pacífico se asocia normalmente con incrementos substanciales en la producción hídrica (Harr, 1983), este resultado anómalo fue atribuido a una pérdida inicial de la remoción de agua desde la neblina a partir de la extracción de la madera, seguida por una recuperación gradual durante el rebrote. Es interesante señalar que el efecto fue menos pronunciado en una cuenca adyacente (pero más protegida) pudiendo no ser excluida la idea de que algo de la condensación no efectuada en la cuenca más expuesta “paso” a la otra cuenca (Ingwersen, 1985; cf. Fallas, 1996).

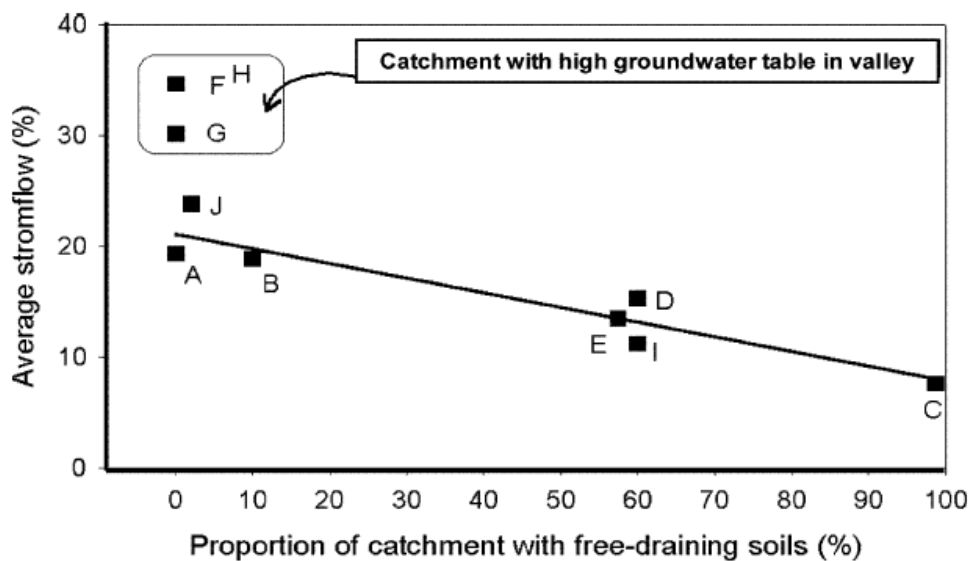
#### **4.2 Flujos de tormenta y crecidas: efectos locales**

La respuesta hidrológica de pequeñas cuencas a la lluvia (producción de flujo de tormenta) depende de la interacción entre las variables climáticas, geológicas y del uso de la tierra. Parámetros clave a este respecto incluyen la conductividad hidráulica del suelo a diferentes profundidades, la intensidad de la lluvia y su duración, y la forma de la pendiente (Dunne, 1978). Generalmente hablando, las capacidades de infiltración de suelos de bosques no disturbados son tales que los mismos fácilmente acomodan la mayor parte de las intensidades de lluvia (ver Bonell, 1993 para una discusión de unos cuantos casos excepcionales). Bajo tales condiciones, la respuesta de la cuenca a la lluvia usualmente representa una mezcla de contribuciones por el denominado flujo superficial por “saturación” en las partes más hondas-húmedas de los valles y otras depresiones, más el flujo sub-superficial a través de los “macro-poros” y “canalículos” internos del suelo en las laderas. La magnitud relativa de los componentes respectivos variaran, tanto entre cuencas como por diferencias en la topografía y suelos (posiblemente también clima/intensidad de lluvia), y entre eventos como resultado de diferencias en la humedad antecedente del suelo y características de la tormenta (Dunne, 1978). La variación de la respuesta del escurrimiento, que puede ocurrir como resultado de las diferencias en suelos, se ilustra por los volúmenes de flujo de tormenta muy diferentes producidos por 10 cuencas pequeñas (1 ha) con bosques lluviosos no disturbados en la Guyana francesa (Fig. 7). Todos ellos estaban situados muy cerca entre si y, por lo tanto, expuestos a la misma lluvia (Fritsch, 1993). Expresados como un porcentaje de la lluvia incidente, los valores variaron entre 7.3% (cuenca C) y 34.4% (cuenca H). Como se muestra en la Fig. 7, una distinción puede ser hecha entre cuencas donde la napa freática tiende a estar cerca de la superficie al fondo del valle (cuencas F-H), y cuencas donde este no es el caso (otras cuencas). En el primer caso, el escurrimiento de tormenta estuvo dominado por flujo superficial por

saturación generado en las partes más hondas y húmedas de los valles versus el rápido flujo sub-superficial en otras áreas. Es de interés hacer notar que la respuesta promedio del último grupo probó estar relacionada negativamente al porcentaje del área subyacente por suelos bien drenados (Fig. 7). En otras palabras, cuanto mejor drenados estaban los suelos más baja la respuesta del escurrimiento (Fritsch, 1993).

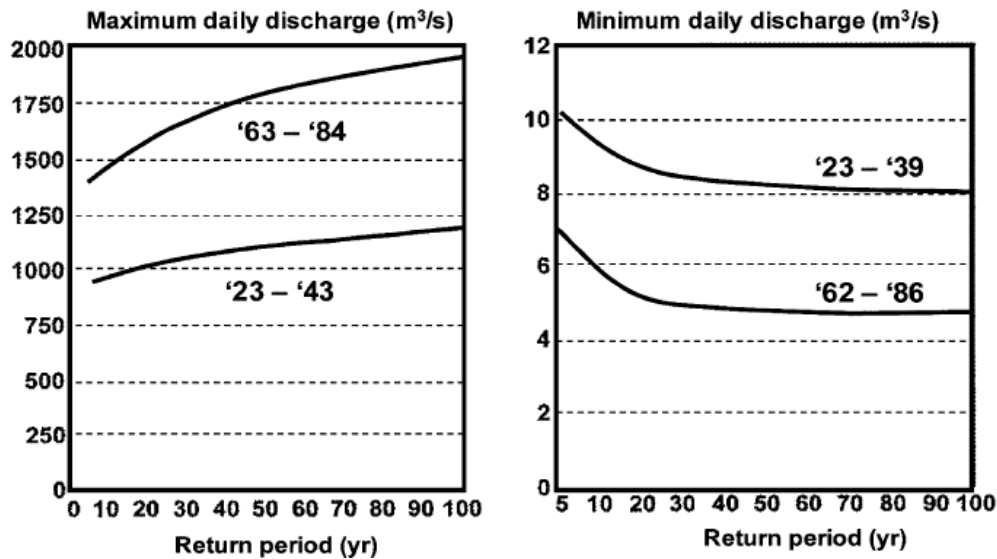
Operaciones de conversión cuidadosamente planificadas y conducidas serán capaces de mantener a un mínimo la compactación del suelo y su perturbación, y por lo tanto, la ocurrencia de flujo superficial como exceso de infiltración, particularmente cuando no se realiza la quema (Hsia, 1987; Malmer, 1996; Swindel et al., 1982). Sin embargo, incluso con una perturbación mínima del suelo todavía habrá incrementos en los flujos pico después de la remoción del bosque, debido a que la asociada reducción en la ET causará que el suelo este más húmedo (cf. Fig. 3) y por lo tanto haciéndolo más sensible a la lluvia. Incrementos relativos en la respuesta tienden a ser los más altos para pequeños eventos de lluvia (aproximadamente 100-300%) pero disminuyen a 10% o menos para eventos grandes (Gilmour, 1977; Pearce et al., 1980; Hewlett & Doss, 1984). Como tal, el efecto disminuye con incrementos de la lluvia, sugiriendo que los factores de suelo empiezan a anular los factores de vegetación en la medida que los suelos se tornan más húmedos (ver abajo también). Aunque puede esperarse que tales incrementos disminuyen dentro de 1-2 años mientras una nueva cobertura se establece por si misma (Hsia, 1987; Fritsch, 1993; Malmer, 1996; cf. Lal, 1996), estos incrementos pueden llegar a ser “*estructurales*” debido a las contribuciones de los caminos y áreas residenciales donde no hubo ninguna antes (Binn-lthnin, 1988), o debido a que los suelos permanecen más húmedos a través del proceso (ej, en el caso de la conversión a pastizales; Fritsch, 1993).

Comúnmente, los picos (y en menor medida los volúmenes de flujo de tormenta) producidos por alguna forma de flujo superficial son más pronunciados que aquellos generados por los tipos de flujo sub-superficial (Dunne, 1978). En consecuencia, los dramáticos incrementos en flujos pico/flujos de tormenta que son a menudo reportados luego de la tala u operaciones de desmonte usando maquinaria pesada (Fritsch, 1992; Malmer, 1993) reflejan principalmente un desplazamiento desde flujo sub-superficial a flujo superficial que domina los patrones de flujos de tormenta como un resultado del aumento de la compactación de los suelos (Kamaruzaman, 1991; Van der Plas & Bruijnzeel, 1993). Sin embargo, en cuencas donde el flujo superficial (usualmente el tipo de “saturación”) ya es incontrolable bajo condiciones no disturbadas (por ejemplo debido a la presencia de una capa impermeable a baja profundidad; Bonell & Gilmour, 1978), la respuesta a la lluvia luego al desbosque difícilmente se incrementará adicionalmente (Gilmour, 1977).



**Figura 7.** Flujo de río como un porcentaje de la lluvia anual para diez cuencas casi adyacentes entre sí en la Guyana Francesa como una función de la proporción del área de la cuenca subyacente por suelos de drenaje libre (modificado de Fritsch, 1993).

Un ejemplo del Sudeste Asiático (Java) en suelos con dicha conductividad hidráulica baja, y así con un escurrimiento superficial elevado incluso bajo condiciones boscosas, son los suelos superficiales fuertemente arcillosos desarrollados sobre Margas que se encuentran plantados con Tepas. Los coeficientes de escurrimiento de tormenta bajo tales condiciones son típicamente >30% de la lluvia incidente (Coster, 1938; Van Dijk & Ehrencron, 1949). Por el contrario, valores para cuencas forestadas en las partes altas sobre profundos y porosos depósitos volcánicos en Java (ningún flujo superficial) son típicamente menos de 5%, pero estos pueden incrementarse a 10-35% luego del desmonte dependiendo de la proporción ocupada por asentamientos humanos y caminos (Rijsdijk & Bruijnzeel, 1990; Sinukaban & Pawitan, 1998; Purwanto, 1999). Binn-lthnin (1988) reportó un incremento promedio en los volúmenes de flujo de tormenta de 250% siguiendo a la urbanización en Kuala Lumpur, Malaysia, comparado a las condiciones boscosas mientras que los flujos pico se incrementaron por más de 4 veces (cf. Fig. 8).



**Figura 8.** Cambios en los flujos diarios promedio mínimos y máximos para la cuenca del río Citarum, Oeste de Indonesia, entre 1923-1939 y 1962/1963-1984/1986 (después de Van der Weert, 1994).

### 4.3 Flujos de tormenta y crecidas: efectos más allá del sitio

Mientras está más allá de duda que las prácticas adversas de uso de la tierra, luego del desmonte de bosques, causan serios aumentos en los volúmenes de flujo de tormenta y en los flujos pico, uno tiene que ser cuidadoso al extrapolar tales efectos locales a áreas más grandes. Elevados flujos de tormenta, generados por lluvias extremas caídas en una porción mal usada de una cuenca grande, pueden ser “diluidos” por flujos más modestos provenientes de otras partes recibiendo menos o ninguna lluvia en el tiempo o teniendo vegetación en regeneración siendo mejor que las prácticas de uso de la tierra (Hewlett, 1982; Qian, 1983; Dyhr-Nielsen, 1986). También es importante el no atribuir, inmediatamente, las tendencias a corto plazo en la frecuencia de ocurrencia de caudales pico o crecidas en grandes cuencas, a cambios en el uso de la tierra. Por ejemplo, Gentry & Lopez-Parodi (1980), examinaron los registros del nivel del agua en el período 1962-1978 del río Amazonas en Iquitos, Perú, y encontraron un distintivo incremento en la altura de la cresta de la crecida anual que ellos atribuyeron a la deforestación a gran escala en los Andes. Un análisis subsecuente realizado por Richey et al. (1989) de una serie de tiempo mucho más larga (1903-1983) para una estación de aforo mucho más aguas abajo (Manaos), revelaron que el incremento en el flujo durante el periodo 1962-1978 se ubicaba en el rango de ciclos de largo plazo lo cual, de hecho, estaba determinado por fluctuaciones a gran escala en el clima. Sin embargo, el reciente resultado de los flujos en la estación húmeda (no crecidas), significativamente incrementados (por 28%), de los cuales el pico también arribó un mes antes, luego de que 19% de los 175,360 km<sup>2</sup> de la cuenca Tocantins en Brasil había sido convertido a pastizales (Costa et al., 2003), ilustra la posibilidad de un aumento en los flujos de tormenta incluso a esta escala. Como se mencionó anteriormente, las oportunidades de infiltración, fuertemente reducidas bajo el pastoreo, se consideraron la principal razón para estos resultados.

Los incrementos en los flujos de la estación húmeda son una cosa pero ciertamente las devastadoras inundaciones a gran escala son otra muy diferente. Estas últimas son el resultado, generalmente, de un campo de lluvia extrema persistente y de gran distribución espacial (Raghavendra, 1982; Mooley & Parthasarathy, 1983), particularmente cuando esto ocurre es al finalizar la estación lluviosa cuando los suelos ya han sido humedecidos profundamente por lluvias antecedentes. Bajo tales condiciones extremas, la respuesta de la cuenca será gobernada, casi enteramente, por las oportunidades de almacenamiento del agua del suelo antes que por la capacidad de infiltración de la capa superficial del suelo o por la cobertura vegetal (Hewlett, 1982; Hamilton, 1987a). En otras palabras, incluso en lugares donde la vegetación y el suelo han permanecido intactos, el efecto normalmente moderador de la cobertura de un bosque bien desarrollado y de su capa de hojarasca tiende a desaparecer. Discutiblemente esto no daña mucho la utilidad del concepto de "esponja" (cf. Forsyth, 1996; Calder, 2002), sino más bien ilustra el rango de condiciones bajo las cuales el mismo puede ser aplicado provechosamente.

No obstante, no puede ser excluido que la extensa remoción de bosques, seguido por prácticas de cultivo y degradación incontrolable de suelos, pueda tener un efecto acumulativo. Ciertamente, hay señales (ej. el ensanchamiento del lecho de los ríos) que últimamente puede, de hecho, estar sucediendo en los trópicos (o fuera de ellos), tal como en Nigeria (Odemerho, 1984) y en el Himalaya (Pereira, 1989). Reportes similares del deterioro de regímenes de flujo se encuentran disponibles para cuencas grandes (> 10,000 km<sup>2</sup>) al sud de China (Chen, 1987) y en el Brasil (Costa et al., 2003). Sin embargo, otros factores, los cuales a menudo tienden a ser descuidados, incluyen lluvias torrenciales sobre los mismos planos de inundación (!) durante tiempos de crecida; efectos de reflujos donde dos grandes ríos se encuentran; crecida vertical de los lechos de los ríos debido a altas tasas de sedimentación (incluso naturales); y por último y no por eso menos importante, el incremento de la urbanización (Binn-lthnin, 1988; Bruijnzeel & Bremmer, 1989; Zhang, 1990; Van der Weert, 1994). Un ejemplo del impacto potencialmente importante de lo último se presenta en la Fig. 8. A pesar de los cambios menores, según se alega, en la cobertura boscosa y en los picos de lluvia para los dos períodos bajo consideración, los flujos máximos en la cuenca Citarum (4133 km<sup>2</sup>) al Oeste de Java se han incrementado considerablemente en el período más cercano (Van der Weert, 1994). Finalmente, Hamilton (1987a) remarca el importante punto que equiparando las pérdidas económicas, asociadas a una inundación, puede dar una impresión de eventos más frecuentes y destructivos, mientras que en la realidad lo anterior puede reflejar más bien el crecimiento económico y el aumento en la ocupación de los planos de inundación.

## 5. Efectos hidrológicos de la (re)forestación

En respuesta a la ampliamente observada degradación de antiguas tierras boscosas y la creciente demanda de pulpa de papel, madera industrial y leña, la necesidad de programas de reforestación a gran escala ha sido expresada repetidamente (ej, FAO, 1986b; Postel & Heise, 1988; Valdiya & Bartarya, 1989; cf. Brown et al., 1997). Por lo tanto, es de gran interés el examinar en qué magnitud las plantaciones y otras medidas de conservación, que buscan promover la infiltración, son capaces ciertamente de restaurar las condiciones hidrológicas originales, es decir, no solamente reducir los flujos pico sino sobre todo incrementar también los flujos bajos. La evidencia de reducción en los picos y de flujos de tormenta luego de la reforestación y la excavación de zanjas en contorno (por 60-75%; ver Bruijnzeel & Bremmer, 1989 para una revisión) proviene de una serie de experimentos en cuencas pareadas en el más bajo Himalaya seriamente degradado al norte de la India. Sin embargo, el flujo de agua en los ríos de estas cuencas no era perenne y en consecuencia ningún efecto sobre los flujos bajos pudo ser evaluado.

A pesar de la ampliamente percepción intuitiva que la reforestación o las medidas de conservación restaurarán el flujo de arroyos secos (Spears, 1982; Mann, 1989; Valdiya & Bartarya, 1989), el único caso aparentemente exitoso que el autor conoce es el referido a la cuenca Sikka en Flores, al Este de Indonesia, mencionada de pasada por Carson (1989) y Nootboom (1987). Debido a que falta información adicional sobre los particulares de la situación (incluyendo las especies de árboles empleados y la subyacente geología), es difícil evaluar si este incremento en el flujo se debe a la lluvia temporalmente más alta o ciertamente a un mayor incremento en la infiltración (cf. Pattanayak, este volumen). Observaciones adicionales en el área puede derramar más luz sobre este caso intrigante. Otras argumentaciones, en la literatura de los trópicos, de incrementos en los flujos de la estación seca luego de la reforestación y la conservación de suelos, pueden ser reducidas a diferencias en el tamaño de la cuenca y las filtraciones profundas (Hardjono, 1980), patrones de lluvia entre años (Sinukaban & Pawitan, 1998) o a errores de cálculo (Negi et al., 1998).

Sin embargo, hay una situación particular en la cual la reforestación de tierras degradadas de cultivos o de pastizales puede dar como resultado un incremento en los flujos bajos. Como se indicó anteriormente, las contribuciones aportadas al balance hídrico por el agua interceptada desde las nubes en los bosques nublados montanos puede lograr valores sustanciales durante períodos sin lluvias (Bruijnzeel & Proctor, 1995; Bruijnzeel, 2002a). Aunque la capacidad de remoción de agua desde las nubes por parte de los bosques nativos se pierde sustancialmente a partir de la completa conversión a pastizales o cultivos de porte bajo, esta puede ser recreada por la reforestación. También ciertas configuraciones en las plantaciones (ej, setos o pequeños bloques de árboles posicionados perpendicularmente a la dirección del flujo principal del aire) puede ayudar a maximizar la exposición de los árboles al paso de la niebla (Kashiyama, 1956; Ekern, 1964). Fallas (1996) demostró en Costa Rica como parches remanentes de bosques nublados rodeados por pastizales interceptaron agua

de las nubes al menos tanto como los originales bosques de follaje denso (cf. el ejemplo del Pacífico Noroeste citado anteriormente; Ingwersen, 1985). Nuevamente, puede esperarse que el efecto, correspondiente a la escala de la cuenca, dependa del área relativa ocupada por tales plantaciones o por el crecimiento de vegetación secundaria así como su orientación con respecto a los vientos prevalecientes.

Aunque existe poca duda que las producciones hídricas anuales de áreas forestadas son reducidas cuando se compara a aquellas áreas no forestadas (Figs. 2, 4 y 6), debe concederse que ninguno de los experimentos en forestación en cuencas ha investigado los efectos sobre los flujos de la estación seca en tierras seriamente degradadas. Sin embargo, en el estado de Karnataka, India, un trabajo dirigido a este fin se está llevando a cabo (B.K. Purandara, comunicación personal).

Como tal, podría ser argumentado que claras disminuciones en los flujos, totales y en los de la estación seca, observadas luego de la forestación de pastos naturales y arbustos con pinos o eucaliptos en el África del sur (Dye, 1996; Scott & Smith, 1997), al sud de la India (Samraj et al., 1988; Sharda et al., 1988; Sikka et al., 2003) y en Fiji (Waterloo et al., 1999), sólo sirven para demostrar la diferencia en el uso del agua entre un bosque y un pastizal. En otras palabras, los efectos potencialmente benéficos sobre los flujos bajos, accedidos por la mejora tanto de la infiltración así como de la capacidad de retención del agua del suelo durante el desarrollo del bosque, no pudieron llegar a ser manifiestos en estos ejemplos. En consecuencia, la pregunta clave es si reducciones en el escurrimiento de tormenta, como resultado de tales mejoras en la física del suelo, pueden ser lo suficientemente grandes para compensar el uso extra de agua por parte del nuevo bosque, y así (teóricamente) promover los flujos bajos (Bruijnzeel, 1989; cf. Fig. 6).

No existe una respuesta fácil a esta cuestión por algunas razones. En primer lugar, el efecto que tiene el incrementar la capacidad de infiltración de las capas superficiales del suelo sobre la frecuencia de ocurrencia del flujo superficial por exceso de infiltración, depende igualmente de las intensidades de lluvia prevalecientes. Por ejemplo, las intensidades de lluvia en las colinas medias de Nepal fueron generalmente tan bajas que el incremento de 140 mm/h en la capacidad de infiltración 12 años después de la reforestación con *Pinus roxburghii* en un sitio de pastizales degradado no hizo virtualmente ninguna diferencia en la frecuencia de generación del flujo superficial (Gilmour et al., 1987). De forma similar, en Sri Lanka mientras las capacidades de infiltración habían duplicado en 30 mm/h, aproximadamente en 12 años, reforestando pastizales de *Imperata* con Teca (*Tectona grandis*) el impacto hidrológico de este incremento debió ser muy limitado (Mapa, 1995). En segundo lugar, las reducciones observadas en la respuesta de la cuenca a la lluvia, luego de la forestación, reflejarán también las condiciones más secas de los suelos prevalecientes bajo bosques creciendo activamente antes que una reducción de por sí en la generación de los picos de flujo superficial (cf. Hsia, 1987). Sin embargo, con la excepción de Lal (1997), ninguno de los estudios que documentan reducciones o aumentos en los flujos de tormenta, luego del cambio en el uso de la tierra, han logrado cuantificar los cambios asociados a las contribuciones relativas provenientes de los tipos de flujo sub-superficial y superficial (ver revisiones hechas por Bruijnzeel,

1990; Bruijnzeel & Bremmer, 1989). En tercer lugar, existe también un efecto de la profundidad del suelo, la cual determina tanto la cantidad máxima de agua que puede ser almacenada en una cuenca bajo condiciones óptimas de infiltración, y las posibilidades de toma de agua por el sistema radicular en desarrollo de los nuevos árboles (Trimble et al., 1963). Naturalmente, donde los suelos son intrínsecamente someros por razones geológicas (ej, en montañas con pendientes muy inclinadas o sobre substratos impermeables sujetos a una intensa erosión natural y movimiento en masa; Coster, 1938; Meijerink, 1977; Ramsay, 1987a,b), o donde los suelos han llegado a ser muy superficiales debido a una erosión intensa y continua después del desmonte, las oportunidades para el almacenamiento del agua en el suelo son disminuidas en consecuencia (Bruijnzeel, 1989). Finalmente, aunque no menos importante, existe el efecto de los patrones de lluvia que logra confundir (ej, estacional versus bien distribuida) y de la demanda general de evaporación por parte de la atmósfera, las cuales ambos ejercen una fuerte influencia sobre el uso del agua por parte de los árboles, particularmente en áreas sub-húmedas (Sandström, 1998). Un ejemplo de lo último tiene que ver con el “*proyecto de desarrollo del arroyo santuario*” al norte de la India donde intentos están siendo hechos para revivir el flujo de un reciente extinto arroyo empleando una combinación de plantación de árboles, exclusión de pastoreo y la excavación de zanjas en contorno. Desafortunadamente los resultados de este interesante experimento fueron confundidos por la variabilidad de la lluvia (Negi et al., 1998). Es innecesario señalar que las diferencias en los factores de suelo y climáticos, más la ausencia de información detallada sobre los mecanismos prevalecientes de flujo de tormenta antes y después de la forestación, hacen más complicadas todas las comparaciones entre diferentes sitios. Se requieren diseños experimentales más rigurosos (ver también Sección 8).

El único caso documentado del “mundo real” en el cual el mecanismo de compensación de la infiltración parece haber ocurrido puede ser en la cuenca White Hollow en Tennessee, USA (Tennessee Valley Authority, 1961). Previo a la mejora en la cobertura vegetal, 2/3 partes de esta cuenca consistió de bosques secundarios mixtos en condiciones pobres (debido a fuego, excesiva tala y pastoreo), con otro 26% con cobertura pobre de arbustos. Cerca del 40% de la cuenca se estimó estaba sujeta a erosión más o menos severa al inicio de las medidas de remediación. Luego de trabajos extensos de restauración física y de vegetación, se observaron disminuciones considerables de los caudales picos en un periodo de 2 años, especialmente en el verano. Sin embargo, ni la producción hídrica anual ni los flujos bajos cambiaron significativamente a través de los siguientes 22 años de recuperación del bosque y de la reforestación. Se concluyó que el agua extra requerida para la recuperación de los árboles y el sostenimiento de los nuevos árboles se balanceó con la mejora en la infiltración (Tennessee Valley Authority, 1961). Sin embargo, es muy posible que la ausencia de cambios mayores en los flujos totales y los bajos en White Hollow refleje principalmente la falta de contraste entre la vegetación de porte alto y porte bajo como hubiera sido el caso cuando se reforesta una cuenca totalmente desboscada y degradada. Como soporte a esta afirmación se tiene las observaciones de Trimble et al. (1987) en algunas cuencas grandes al Sudeste de USA, donde las reducciones en el flujo, en cuencas que habían sufrido considerable erosión antes que sean parcialmente reforestadas, fueron las más grandes durante años secos.

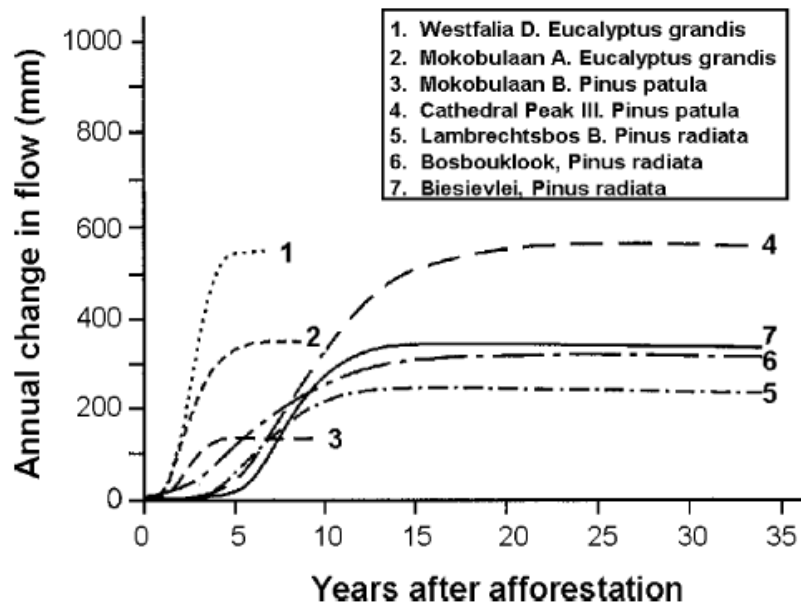
Adicionalmente, los efectos llegaron a ser más pronunciados en la medida en que los árboles se hicieron más viejos. Un caso similar fue descrito recientemente para una cuenca una vez seriamente degradada en la parte mediterránea de Eslovenia (antigua Yugoslavia), donde el retorno espontáneo de los bosques (deciduos) produjo una reducción permanente en la producción hídrica anual a través de un periodo de 30 años, con reducciones más fuertes presentándose nuevamente durante los meses secos del verano (Globevnik and Sovinc, 1998). En consecuencia, en estos dos ejemplos del mundo real el tema del uso del agua anula el tema de la infiltración, a pesar del contraste bastante modesto en el uso del agua entre un bosque y una tierra de cultivo/pasto bajo las prevalecientes condiciones climáticas (e.g. Hibbert, 1969).

Desafortunadamente, tales resultados ofrecen poca perspectiva a la posibilidad de aumentar significativamente los flujos de la estación seca en los trópicos húmedos mediante la reforestación con especies de rápido crecimiento (usualmente exóticas), pese a las afirmaciones dadas en ese sentido (e.g. Cheng, 1999; Hardjono, 1980). Las diferencias máximas observadas entre el uso del agua anual de pinos o eucaliptos y vegetación de porte bajo (pastos y cultivos), bajo condiciones (sub)tropicales bien humedecidas, logra valores de 500-700 mm a una escala de cuenca (Fig. 9) e incluso valores más altos (>1000 mm) en sitios individuales particularmente con árboles de crecimiento vigoroso (Dye, 1996; Waterloo et al., 1999). Los beneficios hidrológicos alcanzados por los incrementos en las capacidades de infiltración en las capas superficiales del suelo, observados después de la forestación en tierras degradadas en Nepal y Sri Lanka citados anteriormente, son eclipsados por dichos altos requerimientos de agua. Para empeorar las cosas, el uso del agua de las especies forestales más comúnmente plantadas alcanza el pico mucho más antes que los períodos de tiempo usualmente requeridos para una total recuperación de la capacidad de infiltración del suelo (Fig. 9; Gilmour et al., 1987). Por lo tanto, parece ineludible la conclusión que los ya reducidos flujos de la estación seca en áreas tropicales degradadas pueden incluso disminuirse mucho más luego de la reforestación con especies forestales de rápido crecimiento (Bruijnzeel, 1997). Sin embargo, reducciones suficientemente elevadas en la respuesta del escurrimiento a la lluvia sobre laderas a potenciales aumentos de flujos bajos fueron implicados por las mediciones comparativas de Chandler & Walter (1998) para pastizales severamente degradados, agricultura de conservación (Mulching<sup>6</sup>) y crecimiento de vegetación secundaria semi-madura (15-20 años) en las Filipinas. Desafortunadamente, este estudio no incluyó mediciones de caudal o de la napa freática. En vista de la extensión del problema del flujo bajo, debiera recibir alta prioridad la prueba de formas alternativas para incrementar la retención de agua en las cuencas tropicales sin el uso excesivo del agua normalmente asociado con plantaciones de especies forestales exóticas. A este respecto uno podría pensar en (una combinación) de medidas físicas de conservación (ej, terrazas en bancales con taludes vegetados con pastos, zanjas en contorno, pozos para coleccionar escurrimiento en zonas urbanizadas; Roessel, 1939; Negi et al., 1998; Purwanto, 1999; Van Dijk, 2002), fajas de vegetación tipo "filtro" en puntos estratégicos en el paisaje (Dillaha et al., 1989; Van Noordwijk et al., 1998), y el uso de

---

<sup>6</sup> En agricultura el "mulch" es una cobertura protectora colocada sobre el suelo para retener humedad, reducir la erosión, proveer nutrientes y suprimir el crecimiento de malezas. El "Mulching" busca imitar la hojarasca encontrada en la superficie de los suelos forestales.

especies nativas con quizás un menor uso del agua (Negi et al., 1998), posiblemente en un contexto agroforestal en el cual los árboles pueden también ayudar a mantener la estabilidad de la pendiente (Young, 1989; O'Loughlin, 1984). Calder (1999) sugirió un uso de la tierra rotacional, en el cual periodos con bosque se alternan con periodos de agricultura como una forma potencial de reducir la extracción a largo plazo de las reservas del agua del suelo por parte de los árboles. Naturalmente, para que este enfoque sea totalmente exitoso la degradación del suelo debiera ser evitada durante la fase correspondiente a los cultivos.



**Figura 9.** Tendencias en los cambios post-forestación en la producción hídrica de cuenca en siete experimentos de cuencas pareadas en diferentes regiones forestales en Africa del sur (base en datos de Bosch, 1979; Dye, 1996).

## 6. Bosques tropicales y producción de sedimentos en cuencas

### 6.1 Consideraciones generales

Resultados tales como que las cantidades generales de flujo en ríos provenientes de áreas no forestadas son mayores que aquellos asociados con áreas forestadas (Figs. 2 y 9), o que cambios en los volúmenes de flujo de tormenta ("crecidas"), son determinadas no tanto por la presencia o ausencia de una cobertura boscosa sino por la lluvias que llegan a ser más extremas, no debieran ser tomados para implicar que la remoción del bosque podría no tener serias consecuencias adversas (Smiet, 1987). Por el contrario, la erosión superficial y la producción de sedimentos de las cuencas muestran normalmente aumentos dramáticos en tales casos (Gilmour, 1977; Fritsch, 1992; Douglas, 1996; Fig. 10). Cuando tratamos con los efectos de cambios en el uso de la tierra sobre la erosión y la sedimentación, es de ayuda hacer la distinción entre erosión superficial, erosión en cárcavas, y movimientos en masa, debido a que la habilidad de la cobertura vegetal para controlar estas variadas formas de erosión es

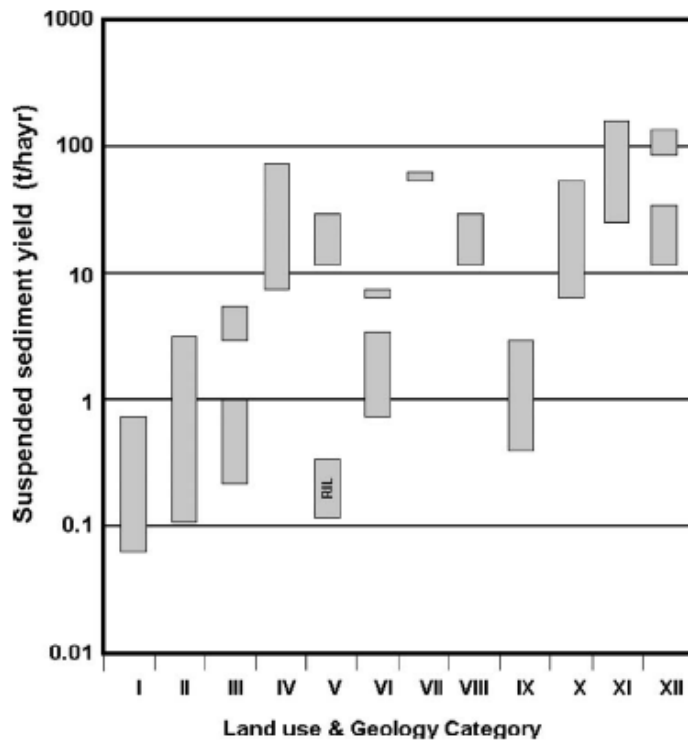
bastante diferente, dependiendo de la importancia relativa de los respectivos mecanismos concurrentes (Pearce, 1986). Por ejemplo, la producción de sedimentos en suspensión a partir de la lluvia precipitada en cuencas forestadas puede ser tan bajo como 0.25 tn/ha/año, en áreas tectónicamente estables subyacentes a suelos que ni están sujetos a erosión superficial ni tampoco a cárcavamiento extensivo o movimientos en masa (Douglas, 1967; Malmer, 1990; Fritsch, 1992; Fig. 10, categoría I). Contrariamente, en áreas con terrenos escarpados y tectónicamente activos, propensas a deslizamientos en laderas, como en el Himalaya y a lo largo de la cuenca del pacífico, esto puede incrementarse a 35-40 tn/ha/año (Pain & Bowler, 1973; Li, 1976; Ramsay, 1987a,b; Dickinson et al., 1990), mientras que valores aún más elevados han sido reportados para situaciones donde la erosión superficial y los movimientos en masa han ido creciendo, tales como en Java sobre substrato de margas<sup>7</sup> (más de 65 tn/ha/año; Coster, 1938; Van Dijk & Ehrencron, 1949; Fig. 10, categoría IV). Claramente, ninguno de los efectos del desbosque sobre la producción de sedimentos serán mucho más pronunciados en áreas donde tasas naturales de sedimentos tiendan a ser bajas. Como tal, se requiere cuidado cuando se compara valores de producción de sedimentos para diferentes regiones. Al mismo tiempo está el hecho de que una porción considerable del material, ingresado a los cursos de agua por (profundos) movimientos en masa, tiende a ser bastante grueso y será transportado principalmente como carga de lecho (generalmente no medido), esto representa una complicación adicional a este respecto (Pickup et al., 1981; Simon & Guzman-Rios, 1990).

Es igualmente importante hacer una distinción entre los efectos de la erosión *in situ* y los efectos aguas abajo (*ex - situ*), ya que no todo el material erosionado ingresará a la red de drenaje (cursos de agua) inmediatamente. Parte del mismo puede llegar a ser depositado temporalmente en las depresiones, o al pie de las laderas, o en los planos aluviales, etc. En consecuencia, los efectos de la perturbación del suelo pueden ser observados mucho más antes en las mismas laderas (en la forma de incrementos en la erosión superficial y pérdida de productividad de las plantas) que mucho más aguas abajo (como incrementos en la producción de sedimentos en cuencas). Debido a que el número de oportunidades de almacenamiento de sedimentos aumenta generalmente con el tamaño de la cuenca, el tiempo de retardo entre los eventos *in situ* y los efectos *ex - situ* tiende a incrementarse también con el tamaño de cuenca (Walling, 1983; Pearce, 1986). Se concluye que ambos aspectos requieren ser tomados en cuenta si se necesita obtener un claro entendimiento. Un ejemplo pertinente dado por Bons (1990) sobre pendientes inclinadas en una cuenca pequeña en las tierras altas volcánicas al Oeste de Java, incluyó el estudio de la erosión superficial en laderas y los patrones en la producción de sedimentos durante la transición desde una cobertura boscosa (pino) vía la regeneración de arbustos a agricultura a secano. Se observó un incremento en la producción de sedimentos inmediatamente cuando los agricultores empezaron a cortar los arbustos para habilitar campos para tabaco y hortalizas. Sin embargo, resultó prematuro atribuir esta alza en la producción de sedimentos a la actividad agrícola en las laderas ya que mediciones *in situ* revelaron que ninguna erosión estaba sucediendo en las parcelas recientemente habilitadas. Por

---

<sup>7</sup> Margas: un tipo de roca sedimentaria mixta compuesta principalmente de caliza y arcilla con predominio, por lo general, de la caliza, lo que le confiere un color blanquecino con tonos que pueden variar bastante.

el contrario, los agricultores con el fin de conseguir leña habían empezado a remover los desechos de la tala que habían caído en los cursos de agua durante las operaciones previas de tala (y los cuales habían sido abandonados por los taladores). En el proceso, fue liberado el sedimento que se había acumulado previamente detrás de los diques formados por los troncos caídos cuando los bancales de los cursos de agua se dañaron durante la tala (Bons, 1990).



**Figura 10.** Rangos de producción de sedimentos en cuencas del Sudeste asiático como una función del substrato geológico y el uso de la tierra. Categorías: I, bosque, granito; II, bosque, areniscas/lutitas; III, bosque, volcánicas; IV, bosque, margas; V, talado (tala de reducido impacto); desbosque, rocas sedimentarias (barra más pequeña: micro-cuencas); VII, desbosque, volcánicas; VIII, desbosque, margas; IX, cuencas medianas-grandes, uso de la tierra combinado, granito; X, idem, volcánicas; XI, idem, volcánicas más margas; XII, urbanizado (barra más pequeña), minería y construcción de caminos (barra más alta).

Similarmente, Fritsch and Sarrailh (1986) explicaron un dramático contraste en la carga de sedimentos (6 tn/ha/año) y el desplazamiento de suelo en los taludes, ocasionado por maquinaria pesada (equivalente a 1200 tn/ha/año) durante una operación de desbosque en la Guyana francesa, como resultado del efecto filtrante de un muro de tierra y desechos de la tala que se habían acumulado alrededor de un fondo del valle que estaba demasiado húmedo en ese tiempo para permitir el acceso de maquinaria. Un tercer punto se relaciona al hecho que cargas de sedimentos en los cursos de agua tienden a variar enormemente con el tiempo, con valores siendo desproporcionadamente altos durante periodos o años muy húmedos, o incluso durante eventos extremos individuales (Walling, 1983; Dickinson et al., 1990; Douglas et al., 1999). Como tal, es imperativo que los eventos pico sean muestreados

adecuadamente o de lo contrario la producción de sedimentos será seriamente subestimada. Un ejemplo pertinente fue dado por Biksham & Subramanian (1988) en el Río Godavari en la India central. Sobre la base de muestreos ocasionales durante las estaciones respectivas a través de un período de 3 años, la carga anual de sedimentos suspendidos fue subestimada en algo de 240% comparados a la estimación basada en muestreos diarios. Al mismo tiempo, los efectos de eventos ciertamente extremos que súbitamente ingresan grandes cantidades de sedimento al sistema de drenaje (tales como terremotos, huracanes o erupciones volcánicas; Goswami, 1985; White, 1990; Douglas, 1996), pueden ser visibles después de mucho tiempo después del evento en sí, especialmente en sistemas de grandes ríos. Un ejemplo extremo es proporcionado para el Río Brahmaputra donde el lecho del mismo continuó ascendiendo a través de un tramo de 600 km por 21 años después de un gran terremoto ocurrido en agosto de 1950. Una vez que la entrada de sedimento al río se redujo a principios de 1970, el río comenzó a degradar su lecho nuevamente, del tal modo incrementando en general las concentraciones de sedimentos en estaciones aguas abajo (Goswami, 1985). Se concluye que se requiere precaución cuando se interpreta cambios en la producción de sedimentos a través del tiempo en una particular estación de medición y que tales cambios pueden no ser siempre atribuibles a la “deforestación” (e.g. Brabben, 1979; Narayana, 1987).

Teniendo en mente las advertencias señaladas arriba, ¿Qué tiene que ofrecer la investigación con respecto a la influencia que tiene la remoción de bosques y el subsecuente manejo de la tierra sobre la producción de sedimentos (erosión) en los trópicos húmedos?

## **6.2 Erosión superficial**

Esta forma de erosión es rara vez significativa en áreas donde la superficie del suelo está protegida contra el impacto directo de la lluvia, sea ésta a través una capa de hojarasca mantenida por algún tipo de vegetación o a través de la aplicación de una capa de “mulching” (rastrajo) en un contexto agrícola. En la tabla 1 se ha colectado los resultados de cerca de 80 estudios de tasas de erosión superficial en bosques tropicales y sistemas de cultivos arbóreos (después de Wiersum, 1984). Aunque los datos son de calidad variable y provienen de una variedad de tipos de suelos los mismos muestran que la erosión superficial es mínima en aquellos casos donde el suelo está adecuadamente protegido (categorías 1-4). Las tasas de erosión aumentan un poco a partir de la remoción del sotobosque (categoría 5) pero aumenta dramáticamente sólo cuando la capa de hojarasca es removida o destruida (categorías 8-9). El efecto inicial es bastante bajo debido al efecto de los residuos de materia orgánica sobre la estabilidad de los agregados y la capacidad de infiltración del suelo (Num. 6 y 7; Gonggrijp, 1941a; Wiersum, 1985; Lal, 1996), pero llega a ser considerable a partir del repetido deterioro del suelo por la quema, escardas frecuentes o sobrepastoreo, todo lo cual tiende a hacer que el suelo se compacte o encostre dando como resultado una reducción de la infiltración y acelerada erosión (Jasmin, 1975; Costales, 1979; Toky & Ramakrishnan, 1981).

Los resultados colectados en la tabla 1 confirman el importante aspecto señalado por Smiet (1987) que los márgenes para el manejo forestal, con respecto a la protección de la superficie del suelo contra la erosión, son mucho más amplios que aquellos asociados con el pastoreo o con cultivos anuales. Mientras que los bosques naturales y las plantaciones forestales de muchas tierras altas tropicales son aún capaces de cumplir un rol de protección, porque las brechas son usualmente colonizadas rápidamente por especies pioneras (malezas), los pastizales son a menudo más propensos al fuego, sobrepastoreo y deslizamientos (Jasmin, 1975; Gilmour et al., 1987; Haigh, 1984). Por otro lado, la erosión es usualmente baja en pastizales bien mantenidos (Fritsch and Sarrailh, 1986), en bosques moderadamente pastoreados (Wiersum, 1984) y campos agrícolas con apropiadas medidas de conservación de suelos en pendientes por lo demás estables (Hudson, 1995; Paningbatan et al., 1995; Young, 1989).

Existe una creciente evidencia que las tasas de erosión pueden ser muy altas en superficies compactas y cerca de ellas, tales como rutas de tractores y patios de acopio, caminos, senderos y asentamientos humanos, especialmente poco después de la construcción (35-500 tn/ha/año; Henderson & Witthawatchutikul, 1984; Bons, 1990; Rijdsdijk & Bruijnzeel, 1990, 1991; Nussbaum et al., 1995; Malmer, 1996; Purwanto, 1999). Adicionalmente, los volúmenes muy considerables de escurrimiento generados por dicha superficies pueden promover la formación de cárcavas pendiente abajo y movimientos en masa. En consecuencia, como ya ha sido señalado para el escurrimiento (Fig. 8), las contribuciones de sedimento a la red de drenaje hechas por caminos y asentamientos humanos pueden ser desproporcionadamente elevadas para su área superficial relativamente pequeña (ver también abajo). Se requiere más trabajo que incorpore tales contribuciones en la presente generación de modelos de erosión y producción de sedimentos en cuencas (cf. De Roo, 1993; Ziegler et al., este volumen).

**Tabla 1.**

Tasas de erosión superficial (tn/ha/año) en bosques tropicales y sistemas de cultivos arbóreos (después de Wiersum, 1984)

Sistema	Mínima	Media	Máxima
1. Bosques naturales (18/27) <sup>a</sup>	0.03	0.3	6.2
2. Agricultura migratoria, fase de barbecho (6/14)	0.05	0.2	7.4
3. Plantaciones (14/20)	0.02	0.6	6.2
4. Huertos de árboles (4/4)	0.01	0.1	0.2
5. Cultivos arbóreos con cobertura de cultivo/mulch (9/17)	0.10	0.8	5.6
6. Agricultura migratoria, fase de cultivo (7/22)	0.4	2.8	70
7. Cultivos intercalados en plantaciones forestales jóvenes ('taungya') (2/6)	0.6	5.2	17.4
8. Cultivos arbóreos, con escarda (10/17)	12	48	183
9. Plantaciones forestales, hojarasca removida o quemada (7/7)	5.9	53	105

<sup>a</sup> (a/b) = Número de localidades / número de "tratamientos".

### **6.3 Erosión en cárcavas**

La erosión en cárcavas es un fenómeno relativamente raro en la mayoría de los bosques tropicales pero puede ser activado durante lluvias extremas cuando el suelo llegar a estar expuesto a través de la caída de árboles o deslizamientos (Ruxton, 1967). En otros casos, las cárcavas se pueden formar por el colapso de “tubos” en la sub-superficie del suelo (Morgan, 1995). Como se indicó anteriormente, las cárcavas activas, en áreas anteriormente forestadas, se relacionan a menudo a la compactación del suelo por sobrepastoreo o a la inadecuada evacuación del escurrimiento proveniente de caminos, senderos y asentamientos humanos (Bergsma, 1977). Poesen et al. (2003) subrayó la importancia que tienen las cárcavas en la producción de sedimentos en cuencas, en vista del incremento de la “conectividad” inducida por las cárcavas entre los campos en las laderas y los cursos de agua. Si las cárcavas no son tratadas en una etapa temprana, las mismas pueden alcanzar un punto donde la restauración llegar a ser difícil y cara. El efecto moderador de la vegetación sobre las cárcavas activamente erosivas es limitado y medidas mecánicas adicionales serán necesarias tales como diques de contención, muros de retención y zanjas de desviación (Blaisdell, 1981; FAO, 1985, 1986a).

### **6.4 Movimientos en masa**

El movimiento en masa, en la forma de deslizamientos profundos (> 3 m), no está influenciado significativamente por la presencia o ausencia de una cobertura boscosa bien desarrollada. Factores geológicos (grado de fracturación, sismicidad), topográficos (inclinación y forma de la pendiente) y climáticos (notablemente la lluvia) son los que controlan predominantemente (Ramsay, 1987a,b). Sin embargo, la presencia de cobertura boscosa se considera generalmente importante en la prevención de deslizamientos superficiales (< 1 m), siendo el reforzamiento mecánico del suelo por parte del sistema radicular de los árboles el factor principal (Starkel, 1972; O’Loughlin, 1984). Bruijnzeel & Bremmer (1989) citan observaciones no publicadas hechas por I.R. Manandhar y N.R. Khanal sobre la ocurrencia de deslizamientos superficiales en un área subyacente por calizas y filitas en las colinas medias de Nepal. La mayor parte de los 650 deslizamientos que se registraron entre 1972 y 1986 habían sido activados en pendientes deforestadas inclinadas (> 33°) durante un simple chubasco mientras que sólo unos cuantos deslizamientos habían ocurrido en la zona de cabecera con vegetación densa. Sin embargo, bajo ciertas condiciones extremas, tales como el paso de un huracán, la presencia de una cobertura boscosa de porte alto puede llegar a ser una desventaja ya que los árboles en zonas expuestas pueden ser particularmente propensos a ser desarraigados, mientras que adicionalmente el peso de los árboles pueden llegar a ser un factor decisivo una vez que los suelos se saturan. Scatena & Larsen (1991) reportaron que de 285 deslizamientos, asociados con el pasaje del huracán Hugo a través del Este de Puerto Rico, el 77% se presentó en pendientes y crestas cubiertas por bosques. Más de la mitad de estas, mayormente deslizamientos superficiales, fueron en pendientes cóncavas que habían recibido al

menos 200 mm de lluvia. Brunsden et al. (1981) describió un caso similar al Este de Nepal donde el movimiento en masa sobre pendientes forestadas inclinadas fue mucho más intenso que en áreas cultivadas ligeramente inclinadas. Aunque tales desprendimientos pequeños y superficiales se presentan a menudo en gran número, y debido a su ocurrencia predominante en las porciones más elevadas y centrales de las pendientes, los mismos contribuyen relativamente poco a las cargas totales de sedimentos en los cursos de agua, en contraste a los deslizamientos profundos (Ramsay, 1987a).

### **6.5 Producción de sedimentos en cuencas**

Sobre la base de lo expuesto hasta el momento es claro que ningún valor “típico” puede ser precisado para cambios en la producción de sedimentos en cuencas a partir de la perturbación o conversión de bosques tropicales. No obstante, un cuadro regularmente consistente emerge de la Fig.10 que sintetiza los resultados obtenidos en el Sudeste Asiático en más de 60 estudios de producción de sedimentos (suspendidos) desde cuencas pequeñas a de mediano tamaño (generalmente < 100 km<sup>2</sup>) en función del substrato geológico, cobertura de la tierra y grado de perturbación (basado en las siguientes fuentes para Malaysia: Lai, 1993; Baharuddin & Abdul Rahim, 1994; Greer et al., 1995; Douglas, 1996; para Indonesia: Van der Linden, 1978, 1979; Bons, 1990; Rijdsdijk & Bruijnzeel, 1990, 1991; Purwanto, 1999; para Las Filipinas: Dickinson et al., 1990; y para Tailandia: Alford, 1992).

Generalmente bajo condiciones forestadas sin perturbación, la producción de sedimentos suspendidos se encuentra por debajo de 1 tn/ha/año para cuencas de cabecera muy pequeñas (< 50 ha), sin considerar si éstas yacen sobre rocas graníticas, volcánicas recientes o sedimentarias (Fig. 10, categorías I – III). Valores un poco más altos (típicamente 3-5 tn/ha/año) se obtienen para cuencas forestadas de unos cuantos kilómetros cuadrados en tamaño sobre rocas sedimentarias y volcánicas recientes, mientras que una producción de sedimentos mucho más alta (66 tn/ha/año) se reportó para una cuenca forestada de tamaño intermedio (45 km<sup>2</sup>) en Java Central sobre suelos margosos inestables (Van Dijk & Ehrencron, 1949; Fig. 10, categoría IV). Debido a que las observaciones en Java de la pre-guerra (2<sup>da</sup>) se basaron en mediciones llevados a cabo en sitios y a tiempos fijos durante el día, y debido a la naturaleza del escurrimiento de altos picos desde áreas margosas, la cantidad citada debe ser considerada una subestimación, posiblemente hasta por un factor de 2 (D.C. van Enk, comunicación personal).

La construcción de caminos, sendas de tractores y patios de acopio durante las operaciones de tala y desmonte representan una seria perturbación a los bosques y causan generalmente que las producciones hídricas crezcan de 10 a 20 veces (Fig. 10, categorías V y VI, respectivamente). Sin embargo, el efecto se reduce usualmente dentro unos cuantos años en la medida en que las sendas se revegetan, los taludes de los caminos se estabilizan y (en el caso de desmonte) nueva vegetación se establece espontáneamente (Douglas et al., 1992; Malmer, 1996), aunque el sedimento almacenado puede ser re-movilizado durante eventos extremos incluso después de

muchos años (Douglas et al., 1999). Aumento en la producción de sedimentos asociado con “Talas de reducido impacto” (RIL, en su sigla en inglés) son generalmente mucho más bajas que en operaciones comerciales promedio (Baharuddin & Abdul Rahim, 1994; Fig. 10, categoría V). El bajo impacto del desbosque en cuencas muy pequeñas al Este de Malasia (Fig. 10, parte más baja de la categoría VI) se relaciona probablemente a la retención del material erosionado por los desechos de la tala, ya que se observó que las sendas de los tractores en el área erosionan a tasas bien elevadas de casi 500 tn/ha/año (Malmer, 1996). También en Java producciones de sedimentos elevadas han sido registradas en cuencas pequeñas de cabecera dedicadas a la agricultura sobre rocas volcánicas recientes (más de 55 tn/ha/año; Fig. 10, categoría VII) y terrenos margosos (10-27 tn/ha/año, categoría VIII). La Producción de sedimentos en cuencas de mediano tamaño con uso de la tierra combinado (incluyendo bosques en varios estados de rebrote) incrementa en la secuencia: rocas graníticas < volcánicas recientes < margas (Fig. 10, categorías IX, X y XI, respectivamente). Para finalizar, los dramáticos efectos de dichas perturbaciones drásticas como urbanización, minería y construcciones de caminos, son claramente confirmados por los cuantos datos disponibles, sin considerar el substrato geológico (Fig. 10, categoría XII; Douglas, 1996; Pickup et al., 1981; Henderson & Witthawatchutikul, 1984). Valores generales de producción hídrica para cuencas de mediano tamaño, acogiendo una variedad de tipos de cobertura de la tierra, no proporcionan información de la(s) fuente(s) principal(es) de sedimento. Sin embargo, el saber qué porciones de la cuenca, o qué procesos contribuyen mayormente al sedimento, es de gran importancia obviamente para el diseño (y evaluación) de esquemas de conservación de suelos. Una vez más nuevamente, la conformación fisiográfica es de importancia primordial. Por ejemplo, Fleming (1988), en la cuenca Phewa Tal en las montañas medias de Nepal, calculó que una reducción en la pérdida de suelo de tierras con exceso de sobrepastoreo, a un nivel representativo de pasturas mejoradas, tendría un efecto insignificante ( $\approx 1\%$ ) sobre la tasa en la cual un lago aguas abajo fue colmatado, porque 95% del sedimento que ingresa al lago provino tanto de movimientos en masa profundos controlados geológicamente como de erosión de los bancales de los cursos de agua (Ramsay, 1987a). Un cuadro bastante diferente se obtuvo para la igualmente inclinada y volcánica cuenca de Konto (233 km<sup>2</sup>) al Este de Java, Indonesia, la cual tenía 2/3 partes de su área bajo bosque (degradado), estando la superficie remanente ocupada por agricultura intensiva (tanto irrigada como a secano) y asentamientos humanos. Los movimientos en masa y la erosión de bancales se estimó que contribuyen sólo con el 9% del total de la producción de sedimentos, mientras que caminos, asentamientos y senderos (juntos ocupando  $\approx 5\%$  del área total) contribuyeron aproximadamente con el 54%, con el 37% de sedimento remanente proviniendo del  $\approx 20\%$  del área ocupada por la agricultura a secano (recalculado a partir de datos en Rijdsijk & Bruijnzeel, 1991). Como tal, pareciera haber un considerable campo para reducir la producción de sedimentos en esta particular área. En vista de la desproporcionada gran influencia ejercida por los caminos, senderos y asentamientos humanos, sobre el escurrimiento y la generación sedimentos, debería prestarse particular atención a una adecuada evacuación del escurrimiento, reteniendo el exceso del mismo y de los sedimentos provenientes de dichas áreas. A este respecto Purwanto (1999) señaló como los pozos de infiltración, que se instalaron en las villas altas al Oeste de Java, no solamente interceptaron el escurrimiento sino también incrementaron la infiltración y el

flujo base. Desafortunadamente, las aberturas de los pozos tendieron a bloquearse rápidamente por basuras acarreadas por el escurrimiento, reduciendo en consecuencia su eficiencia (L.A. Bruijnzeel, observación personal).

Aunque existen ciertos controles geológicos sobre la producción de sedimentos (notablemente la presencia o ausencia de suelos inestables derivados de margas), una importante conclusión que puede ser extraída de la Fig. 10 es que incrementos en la producción de sedimentos, generados durante operaciones de tala y desmonte, pueden ser mantenidas bajas mediante técnicas de tala de impacto reducido, las cuales minimizan la perturbación de la superficie (Malmer, 1990, 1996; Baharuddin & Abdul Rahim, 1994; cf. Bruijnzeel, 1992; Dykstra, 1996). De igual forma, aunque datos publicados de los trópicos húmedos, respecto al efecto positivo sobre la producción hídrica que se deriva de medidas de conservación de suelos o reforestación, parece estar limitado a cuencas de cabecera con orden cero (es decir, no teniendo flujo perenne; ej, Gonggrijp, 1941a; Amphlett, 1986; Amphlett & Dickinson, 1989; Bruijnzeel & Bremmer, 1989; DaZo, 1990), un efecto igualmente grande puede esperarse en cuencas que no tienen extensos movimientos en masa, tal como el área de Konto al Este de Java citado anteriormente. Trabajo adicional se necesita para verificar esta afirmación a través de un rango de escalas. En relación a ello, es importante darse cuenta que cualquiera que sea el tipo de medidas tomadas para reducir *in situ* la producción de sedimentos, sus efectos tienden a ser menos patentables como uno avanza más hacia aguas abajo. Un aspecto relacionado, y frecuentemente pasado por alto, es la escala de tiempo en la cual cualquier beneficio aguas abajo sea probablemente visible, a partir de actividades de rehabilitación en las partes altas (Pearce, 1986). En cuencas grandes, puede haber demasiado sedimento almacenado en el mismo sistema de drenaje que forma efectivamente un suministro a largo plazo, incluso si en las áreas de cabecera todas las entradas de sedimentos inducidas por el hombre fueran eliminadas (cf. el ejemplo de Brahmaputra dado anteriormente; Goswami, 1985). Los resultados de un proyecto grande de rehabilitación de tierras en China sugieren que reducciones en la producción de sedimentos de más de 30% puede esperarse luego de cerca de 20 años para cuencas muy grandes (100,000km<sup>2</sup>). Una parte significativa de esta reducción se efectuó mediante la retención de sedimento detrás de numerosos diques de contención y trampas de arena (Mou, 1986). Como tal, la expectativa frecuentemente expresada que la reforestación de las tierras altas resolverá problemas aguas abajo, requiere alguna especificación de la escala espacial y temporal involucradas. A este respecto es importante no levantar expectativas irreales (Goswami, 1985; Pearce, 1986). Las interacciones tierras altas-tierras bajas en cuencas tropicales no están completamente estudiadas y se requiere trabajo adicional.

## 7. Necesidades de investigación

Habiendo revisado en las secciones precedentes los variados impactos hidrológicos derivados de la conversión de bosques tropicales, ¿Cuáles son los principales vacíos de conocimiento remanentes que impiden el manejo racional del suelo y de los recursos hídricos?. Quizás la respuesta a esta pregunta no es simple como pareciera a primera vista, ya que la respuesta diferirá según provenga de

diferentes grupos de interés (cf. Tomich et al., este volumen). Hay aquellos que creen que “*un mayor énfasis en estrategias de investigación biofísica (incluyendo hidrología en laderas) puede dar la clave para resolver los problemas de manejo de la tierra en los trópicos húmedos*” (Bonell & Balek, 1993). Otros (Hamilton & King, 1983; Pereira, 1989; Bruijnzeel, 1986, 1990) enfatizaron la necesidad de “*poner en práctica lo que ya se sabe*”. La respuesta probablemente subyace en algún lugar entre estas dos afirmaciones. A continuación se presenta una selección (modificada y actualizada a partir de Bruijnzeel, 1996) de lo que este autor percibe como los vacíos más acuciantes en nuestro entendimiento respecto de las consecuencias hidrológicas derivadas de las transformaciones en la cobertura de la tierra en los trópicos húmedos en general, y en el Sudeste Asiático en particular.

### **7.1 Efectos de la conversión de bosques sobre los patrones regionales de lluvia**

En la luz de la demanda de agua continuamente ascendente en la región (Rosegrant et al., 1997; Abdul Rahim & Zulkifli, 1999), las tendencias hacia un incremento de la aridez, observada en diferentes partes del sud y sudeste de Asia (Sri Lanka: Madduma Bandara & Kuruppuarachchi, 1988; Java: Wasser & Harger, 1992; posiblemente al Norte de la India: Valdiya & Bartarya, 1989), son potencialmente una materia de gran preocupación. Existe campo para un riguroso análisis de registros de lluvia a largo plazo para las regiones respectivas para determinar la persistencia y extensión espacial de dichas tendencias. Tal análisis no tendría que sólo tomar en cuenta las varias fluctuaciones cíclicas referidas anteriormente, sino también examinar si estas disminuciones de la lluvia en estaciones de tierras bajas van quizás paralelas a incrementos presentándose más arriba en las montañas (cf. Fleming, 1986). Estaciones pluviométricas de tierras altas pueden ser identificadas en áreas que han permanecido bajo bosques a través del período de observación y otras que han experimentado remociones de bosque a gran escala. Luego el análisis podría ser modelado con el exitoso programa *FRIEND-AOC* el cual recientemente analizó la variabilidad climática en las partes húmedas del África a lo largo del Golfo de Guinea (Servat et al., 1997; Paturel et al., 1997). La opción de áreas de investigación prospectiva debiera ser guiada quizás no solamente por consideraciones de disponibilidad de datos sino también por la observación dada por Koster et al. (2000), que la influencia más grande y potencial del cambio del uso de la tierra sobre el clima puede esperarse que ocurra en zonas de transición de climas húmedos a sub-húmedos.

Adicionalmente, aunque las características de radiación de la vegetación secundaria después de 10 años de desbosque, en la parte continental del Sudeste Asiático, han mostrado que se parecen a las de los bosques originales, el albedo de los pastizales de *Imperata* es significativamente más alto que el de los bosques (Giambelluca et al., 1999). En consecuencia, sería de particular interés examinar, a través de enfoques de modelamiento climático a meso-escala (cf. Lawton et al., 2001; Van der Molen, 2002), en qué grado la presencia extensiva de dichos pastizales en partes de la región (ej, en la Filipinas; Quimio, 1996; al sur de Kalimantan, MacKinnon et al., 1996) puede haber influenciado el clima local (ej, intensidad de brisas marinas) como ha

sido sugerido por algunos (Nooteboom, 1987). Lo mismo puede ser aplicado a áreas que están sujetas a rápida urbanización como Java. Sin embargo, antes que resultados válidos puedan ser obtenidos con el enfoque de modelamiento climático, la parametrización de bosques lluviosos, pastizales y ciudades del Sudeste Asiático, requiere ser mejorado. Las simulaciones previas a la deforestación (Polcher & Laval, 1994; Henderson-Sellers et al., 1996) tuvieron que depender fuertemente en valores de parámetros derivados para bosques y pasturas de la parte continental de la Amazonía central los cuales pueden no ser aplicables bajo condiciones más `marítimas` que prevalecen en Malasia, Indonesia y las Filipinas (cf. Koster et al., 2000; Dolman et al., 2004). Por ejemplo, existen indicaciones que la intercepción de la lluvia en el Sudeste Asiático puede ser al menos dos veces más grande que aquellos valores reportados para la Amazonía central, debido posiblemente a la advección a gran escala proveniente de los mares cálidos adyacentes (cf. Tabla 2 en Schellekens et al., 2000). Finalmente, con la reforestación planificada de algunos millones de hectáreas de pastizales de *Imperata* con especies forestales de rápido crecimiento en Kalimantan (C. Cossalter, comunicación personal) una oportunidad única puede presentarse por sí para estudiar los efectos (si hubieran) de plantaciones forestales a gran escala sobre la lluvia sub-regional y así verificar las predicciones hechas con simulaciones de modelos atmosféricos de meso-escala.

## **7.2 Efectos del cambio de la cobertura de la tierra sobre los flujos bajos**

Aunque se encuentra bien establecida la tendencia del cambio en la producción hídrica total resultante del desmonte de bosques tropicales, las variaciones observadas son tales que ninguna predicción real cuantitativa puede ser hecha para un área en particular (Fig. 2). En consecuencia, hay una clara necesidad de complementar los enfoques tradicionales de cuencas pareadas con mediciones de procesos y aplicaciones de modelos físicamente basados (ej, TOPOG; Vertessy et al., 1993, 1998). Podría decirse que tal trabajo combinado es especialmente urgente con respecto a la determinación de los efectos sobre los flujos bajos de: **(i)** la plantación forestal (con especies exóticas de rápido crecimiento); **(ii)** la implementación de diferentes técnicas de conservación de suelos (solas o en combinación), incluyendo terrazas en bancales, “*mulching*”, franjas filtro de vegetación, pozos para la colecta del escurrimiento en asentamientos humanos, zanjas en contorno, sistemas agroforestales, etc; y **(iii)** la conversión de bosques nublados montanos a agricultura o pastizales. Como se indico anteriormente, tal trabajo debiera ser conducido en la forma de estudios de cuencas pareadas, complementado con mediciones basadas en procesos y modelamiento.

Para la aplicación exitosa de modelos hidrológicos de procesos distribuidos, que sean capaces de representar los complejos mecanismos de retroalimentación entre el clima, vegetación y suelo (ej, efectos de la profundidad del suelo sobre el uso del agua por parte del bosque), se precisa mucha más información respecto a características hidrológicas de los varios tipos de cobertura de la tierra post-bosque, incluyendo cultivos a secano (cf. Giambelluca et al., 1996, 1997, 1999; Bigelow, 2001; Van Dijk & Bruijnzeel, 2001a; Van Dijk, 2002). También se necesita saber mucho más acerca de los

cambios asociados a la hidráulica del suelo y las características de retención de agua en el mismo (Bonell, 1993; Elsenbeer et al., 1999; Godsey & Elsenbeer, 2002), y patrones de enraizamiento (Nepstad et al., 1994; Coster, 1932a,b). De igual forma que lo anterior, se requiere mediciones adicionales del uso del agua y características de interceptación de la lluvia en función de la edad del rodal para las especies forestales más ampliamente plantadas, incluyendo: *A. mangium*, *G. arborea*, *P. falcataria*, *Grevillea robusta*, así como (en un menor grado) eucalipto y pino, teca y caoba, para los cuales un creciente cuerpo de información ya se encuentra disponible (sintetizada por Bruijnzeel, 1997; Scott et al., 2004). Dado el efecto adverso de especies forestales exóticas sobre el flujo en ríos, debida atención también debiera prestarse a las evaluaciones comparativas con especies nativas (Bigelow, 2001). Idealmente, estas mediciones debieran cubrir un rango de condiciones de suelo y climáticas, pero esto obviamente insume mucho tiempo. Una efectiva forma de avanzar en ello podría ser el de realizar inicialmente observaciones comparativas en un número limitado de sitios, como en campos universitarios o en terrenos de instituciones de investigación forestal, las cuales a menudo tienen bloques de plantaciones de las especies más ampliamente usadas. Hay un considerable campo a este respecto para el empleo de un enfoque fisiológico de plantas relacionado al uso del agua por parte de los árboles, tales como la velocidad del pulso de calor y técnicas de balance calórico (Smith & Allen, 1996). Lo último sería igualmente útil: en la evaluación del uso del agua por parte de los árboles dentro del contexto de sistemas agroforestales (cf. Ong & Khan, 1993); cuando se hace comparaciones entre rodales en posiciones diferentes en el terreno (ej, crestas secas versus pie de laderas húmedas; áreas con escaso crecimiento debido a compactación del suelo), o donde suelos superficiales que yacen sobre rocas fracturadas excluyen el uso de enfoques hidrológicos más tradicionales (balance hídrico). En vista de la importancia de la retroalimentación ejercida por la humedad del suelo sobre el uso del agua por parte de la vegetación en áreas sub-húmedas, se deberá prestar especial atención a la evaluación de patrones de enraizamiento y cambios en los mismos según la edad de la vegetación (cf. Coster, 1932a,b).

A la vez, la escasez actual de información cuantitativa detallada respecto a cambios en la capacidad de infiltración de las capas superficiales del suelo, perfiles de conductividad hidráulica del suelo con la profundidad, la retención de agua en el suelo y su capacidad de almacenamiento, y a profundidades radicales asociadas con cambios en la cobertura de la tierra en los trópicos, exige campañas de muestreo sistemático si se emplearán útilmente modelos de cuencas físicamente basados para predecir los efectos asociados sobre el flujo en ríos. La base de datos parece ser particularmente insuficiente para cultivos a secano, plantaciones y vegetación secundaria mayor a 15 años. Nuevas campañas de muestreo podrían útilmente seguir un enfoque de "series de tiempo falsas" (Gilmour et al., 1987; Giambelluca et al., 1999; Waterloo et al., 1999). En una nota más de precaución, Bonell (1993) alertó que la transferencia de modelos hidrológicos físicamente basados a los trópicos húmedos no puede hacerse sin complicaciones. Por ejemplo, la superficie del manto rocoso subyacente puede no ser paralela a la superficie topográfica en terrenos tropicales fuertemente intemperizados. En tales casos el supuesto comúnmente realizado de que las gradientes hidráulicas del flujo sub-superficial corren paralelos a la superficie del suelo (O'Loughlin, 1990) puede no ser válida (cf. Quinn et al., 1991). De hecho un

estudio reciente al Este de Puerto Rico, el cual empleó técnicas geofísicas para mapear la topografía sub-superficial (subsuelo), encontró que la superficie bajo intemperización (rocas recientes) es paralela a través de la cuenca a la gradiente general del curso principal antes que a la topografía superficial (Schellekens, 2000).

En cuanto a los efectos hidrológicos del desbosque de bosques nublados, algunos cambios en la producción hídrica reflejarán presumiblemente la equiparación entre la pérdida del componente de intercepción del agua de las nubes, a partir del reemplazo del bosque por una vegetación de porte más bajo, y el cambio neto en el uso del agua por la vieja y la nueva vegetación. Se requieren urgentemente estudios basados en procesos respecto al uso del agua y el grado de intercepción desde las nubes y desde la lluvia a lo largo de gradientes altitudinales, preferiblemente dentro del contexto de un marco de cuencas pareadas en vista de las condiciones con filtraciones en áreas de cabecera en pendiente (cf. Bruijnzeel, 2002b).

Un estudio de este efecto se inició en la primavera del 2002 en el área de Monteverde, Costa Rica, financiado por el Departamento para el Desarrollo Internacional del Reino Unido, por la Universidad Vrije de Amsterdam y socios en Inglaterra, Suiza, Alemania, USA y Costa Rica.

### ***7.3 Efectos del cambio de la cobertura de la tierra sobre el escurrimiento y la producción de sedimentos***

La mayor parte de la evidencia experimental a la fecha (Bruijnzeel, 1990; Malmer, 1992; Fritsch, 1993) sugiere que ningún mayor incremento se presenta en los volúmenes de flujo de río luego de una deforestación controlada. Por lo tanto, los efectos adversos de la remoción de los bosques pueden ser mantenidos al mínimo siguiendo un número de lineamientos bien documentados en la mayoría de los casos (cf. Pearce and Hamilton, 1986; Dykstra, 1996). En consecuencia, el contraste ampliamente observado a este respecto entre la teoría y la práctica es un problema socio-económico antes que técnico (Hamilton & King, 1983; Bruijnzeel, 1986; Pereira, 1989). Sin embargo, hay una falta de estudios que tienen que ver con los efectos de la urbanización sobre los flujos de tormenta y más trabajo se requiere que incorpore los efectos de caminos y asentamientos humanos en modelos hidrológicos de cuencas (De Roo, 1993; Ziegler et al., 2004). Adicionalmente, hay una escasez de información sobre los efectos de la rehabilitación de tierras sobre la producción de sedimentos, sea esta a través de esquemas físicos de conservación de suelos, la introducción de sistemas de cultivos basados en agroforestería o reforestación total a gran escala (Bruijnzeel, 1990, 1997). La base de datos es particularmente deficiente con respecto al tiempo que transcurre entre los trabajos de rehabilitación de tierras y algunas reducciones subsecuentes en el flujo de tormenta y el transporte de sedimentos a grandes distancias mucho más aguas abajo (cf. Pearce, 1986; Bruijnzeel & Bremmer, 1989; Van Dijk, 2002).

Los efectos del cambio del uso de la tierra sobre la magnitud de los picos de crecida en grandes ríos son difíciles de evaluar debido a que dichos cambios son

raramente rápidos y consistentes (excepto quizás donde la presión poblacional es muy alta) y a menudo confundidos por la variabilidad climática (Richey et al., 1989; cf. Elkaduwa & Sakthivadivel, 1999). A la vez, dichos análisis requieren datos históricos de calidad, con periodos largos de registro acerca del uso de la tierra, flujo en ríos y lluvia, los cuales a menudo no se encuentran disponibles en los trópicos húmedos. Sin embargo, con el incremento de información disponible proveniente de la percepción remota respecto al uso de la tierra, cobertura nubosa y campos de lluvia (Stewart & Finch, 1993; Held, 2004) y modelos hidrológicos mejorados a macro-escala (Vörösmarty & Moore, 1991; Vörösmarty et al., 1991; Van der Weert, 1994; Tachikawa et al., 1999), la cuestión de la “interacción entre tierras altas-tierras bajas” puede llegar a estar más cerca a una respuesta en un futuro no muy lejano. Futuros ejercicios de modelamiento en la región se podrían concentrar en cuencas comparativamente ricas en datos como Mahaweli, Sri Lanka (Madduma Bandara & Kurupparachchi, 1988), Konto, Este de Java (Rijsdijk & Bruijnzeel, 1990, 1991), Citarum, Oeste de Java (Van der Weert, 1994), y la Chao Phraya, Tailandia (Dyhr-Nielsen, 1986; Alford, 1992; Tachikawa et al., 1999).

En cuanto a los patrones de descarga de sedimentos relacionados a las transformaciones en los trópicos, suficiente es decir que existe una creciente concientización sobre la necesidad de integrar observaciones *in situ* y *ex situ* (cf. Penning de Vries et al., 1998). Durante demasiado tiempo las mediciones de la erosión *in situ* se hicieron exclusivamente por agrónomos, mientras que la determinación de la producción de sedimentos en cuencas fue usualmente responsabilidad de ingenieros en ríos. Sin embargo, en años recientes ha habido un número de intentos (mayormente por geógrafos físicos) por empalmar ambos esfuerzos, incluyendo algunos estudios en Java (Bons, 1990; Rijsdijk & Bruijnzeel, 1990, 1991; Purwanto, 1999; Van Dijk, 2002) y al Este de Malasia (Malmer, 1990, 1996; Greer et al., 1995; Chappell et al., 1999, 2004; Douglas et al., 1999). Estos estudios han identificado que los senderos, caminos y asentamientos humanos, así como los taludes de terrazas a secano (donde estas existan) como las principales fuentes de producción de sedimentos en muchos casos. Un considerable progreso ha sido realizado en los años recientes con la formulación de modelos de deposición y erosión físicamente basados, algunos de los cuales han sido exitosamente aplicados en condiciones tropicales húmedas (Rose, 1993; Rose & Yu, 1998; Van Dijk & Bruijnzeel, 2003; Van Dijk, 2002; cf. Muzoz-Carpena et al., 1999). El siguiente paso es vincular dichos modelos a modelos de cuenca hidrológicamente distribuidos para permitir la predicción espacial de sitios con erosión y deposición netas (Vertessy et al., 1990; De Roo, 1993). Una vez calibrados para una situación dada, dichos modelos pueden entonces ser de ayuda en la predicción de los efectos *ex situ* de las medidas de conservación de suelos en largas distancias mucho más aguas abajo. Sin embargo, en vista de la rápida y creciente capacidad predictiva de los modelos, lo cual ciertamente amenaza en superar nuestra habilidad para verificar las predicciones en campo, es importante mantener un vigoroso programa experimental en campo contra el cual la predicción de los modelos pueda ser comparada con la finalidad de mantener una perspectiva realística (cf. Philip, 1991).

## 8. Conclusiones

La evidencia disponible indica que los efectos de la perturbación de los bosques y su conversión sobre la lluvia, en el Sudeste Asiático, serán más bajos que la disminución promedio de 8% predicha para una conversión completa a pastizales, ya que las propiedades de radiación del rebrote de la vegetación secundaria rápidamente iguala a aquellas correspondiente al bosque original. Y, bajo condiciones climáticas `marítimas`, los efectos de cambios en la cobertura de la tierra sobre el clima probablemente serán menos pronunciados que aquellos cambios en las temperaturas de la superficie del mar.

La producción hídrica anual parece incrementarse con el porcentaje de biomasa boscosa removida, aunque las cantidades actuales difieren entre sitios y años debido a diferencias en la lluvia y al grado de perturbación de la superficie. Si esta perturbación se mantiene controlada la mayor parte del incremento en la producción hídrica proviene del flujo base (flujos bajos), aunque a largo plazo la infiltración de la lluvia a menudo se reduce al grado que insuficiente recarga de las reservas de agua subterránea en la estación lluviosa da como resultado una fuerte declinación en los flujos de la estación seca. Aunque las medidas de conservación de suelos y la reforestación pueden reducir los crecientes flujos pico y los flujos de tormenta asociados con la degradación de los suelos, no existe un caso bien documentado de incrementos en los flujos bajos. Mientras esto puede reflejar un uso del agua mayor de los árboles recientemente plantados, la erosión acumulada del suelo puede haber reducido demasiado las oportunidades de almacenamiento de agua en el suelo para que las medidas de remediación tengan un efecto positivo neto en casos particularmente críticos.

Generalmente, una buena cobertura vegetal puede prevenir la erosión superficial, y una cobertura boscosa bien desarrollada puede también reducir deslizamientos superficiales, pero deslizamientos más profundos (> 3 m) son más bien determinados por la geología y el clima. Estudios en el Sudeste Asiático, respecto a la producción de sedimentos, demuestran efectos muy considerables de dichas perturbaciones comunes en los bosques como la tala selectiva y el desmonte para agricultura o plantaciones, y sobre todo, urbanización, minería y construcción de caminos.

El "problema del flujo bajo" es el tema simple más importante a nivel de cuenca, requiriendo investigación adicional, junto con la evaluación del tiempo transcurrido entre las medidas de conservación de suelos en tierras altas y cualquier cambio resultante en la producción de sedimentos en localidades distantes aguas abajo. Tal investigación debiera ser conducida dentro del contexto del enfoque de las cuencas pareadas, complementado con mediciones basadas en procesos y técnicas de modelamiento. Más atención también debiera ser dada a los subyacentes controles geológicos respecto al comportamiento hidrológico de las cuencas cuando se analiza los efectos del cambio en el uso de la tierra sobre los flujos (bajos) o la producción de sedimentos.

## Reconocimientos

Este artículo no hubiera sido escrito si no es por el poder de convencimiento del Dr. Tom Tomich. Le agradezco por la oportunidad de participar en la reunión de Chiangmai así como por su flexibilidad en acomodar las adiciones subsecuentes al manuscrito original. La mayoría de este artículo fue escrito mientras el autor se encontraba como huésped del Centro de Capacitación en Rehabilitación de Tierras y Agroforestería, Cilampuyang, Oeste de Java. Estoy agradecido al Dr. Edi Purwanto y a su familia, Albert van Dijk, Sigit Enggarnoko y Edo Jubaedah por su hospitalidad y apoyo. También se agradece a Albert van Dijk por sus atentos comentarios y ayuda con la Fig. 10. La sección de bosques tropicales y lluvia se benefició mucho del acceso a la literatura (no publicada parcialmente) que fue proporcionada generosamente por los expertos en la materia Han Dolman y Marcos Heil Costa.

## Referencias

- Abdul Rahim, N., Zulkifli, Y., 1994. Hydrological response to selective logging in Peninsular Malaysia and its implications on watershed management. In: Ohta, T., Fukushima, Y., Suzuki, M. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology. IUFRO, Tokyo, Japan, pp. 263–274.
- Abdul Rahim, N., Zulkifli, Y., 1999. Hydrological impacts of forestry and land use activities: Malaysian and regional experience. In: Paper Presented at the Seminar on Water, Forestry and Land Use Perspectives. Forest Research Institute Malaysia, Kepong.
- Adejuwon, J.O., Balogun, E.E., Adejuwon, S.A., 1990. On the annual and seasonal patterns of rainfall fluctuations in sub-Saharan West Africa. *Int. J. Climatol.* 10, 839–848.
- Aina, P.O., 1984. Contribution of earthworms to porosity and water infiltration in a tropical soil under forest and long-term cultivation. *Pedobiologia* 26, 131–136.
- Alford, D., 1992. Streamflow and sediment transport from mountain watersheds of the Chao Phraya basin, northern Thailand. *Mountain Res. Develop.* 12, 257–268.
- Amphlett, M.B., 1986. Soil erosion research project, Bvumbwe, Malawi: summary report. Hydraulics Research Report No. OD 80. Hydraulics Research, Wallingford, UK.
- Amphlett, M.B., Dickinson, A., 1989. Dallao soil erosion study, Magat catchment, The Philippines. Hydraulics Research Report No. OD 111. Hydraulics Research, Wallingford, UK.
- André, J.-C., Bougeault, P., Mahfouf, J.F., Mascart, P., Noilhan, J., Pinty, J.P., 1989. Impact of forests on mesoscale meteorology. *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B* 324, 407–422.
- Arulanantham, J.T., 1982. The effects, if any, on rainfall due to the deforestation of Sinharaja forest. In: Yoshino, M.M., Kayane, I., Bandara, C.M. (Eds.), Tropical Environments. Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba, Japan, pp. 169–173.
- Ataroff, M., Rada, F., 2000. Deforestation impact on water dynamics in a Venezuelan Andean cloud forest. *Ambio* 29, 440–444.
- Baharuddin, K., Abdul Rahim, N., 1994. Suspended sediment yield resulting from selective logging practices in a small watershed in Peninsular Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* 7, 286–295.
- Bartarya, S.K., 1989. Hydrogeology, geo-environmental problems and watershed management strategies in a central Himalayan river basin, Kumaun, India. In: Kreek, J., Haigh, M.J. (Eds.), Headwater Control. IUFRO/WASWC/CSVIS, Plzen, Czechoslovakia, pp. 308–318.

- Benzing, D.H., 1998. Vulnerabilities of tropical forests to climate change: the significance of resident epiphytes. *Clim. Change* 39, 519–540.
- Bergsma, E., 1977. Field boundary gullies in the Serayu River Basin, Central Java. In: ITC/GUA/VU/NUFFIC Serayu Valley Project Final Report No. 2. International Centre for Aerospace Surveys and the Earth Sciences, Enschede, The Netherlands, pp. 75–92.
- Berlage, H.P., 1949. Rainfall in Indonesia. Mean rainfall figures for 4399 rainfall stations in Indonesia, 1879–1941. *Verhandelingen van het Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium Batavia*, pp. 34, 212.
- Bigelow, S., 2001. Evapotranspiration modelled from stands of three broad-leaved tropical trees in Costa Rica. *Hydrol. Process.* 15, 2779–2796.
- Biksham, G., Subramanian, V., 1988. Sediment of the Godavari river basin and its controlling factors. *J. Hydrol.* 101, 275–290.
- Binn-Ithnin, H., 1988. Spatial analysis of changes in surface water and its effects on the environment due to urbanization: the case of Kuala Lumpur, Malaysia. Ph.D. Thesis. Pennsylvania State University, University Park, PA.
- Blackie, J.R., 1979a. The water balance of the Kericho catchments. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 55–84.
- Blackie, J.R., 1979b. The water balance of the Kimakia catchments. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 155–174.
- Blaisdell, F.W., 1981. Engineering structures for erosion control. In: Lal, R., Russell, E.W. (Eds.), *Tropical Agricultural Hydrology*. Wiley, New York, pp. 325–355.
- Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* 150, 217–275.
- Bonell, M., 1998. Hydrology at the local to small basin scale: possible impacts of climate change on tropical forest ecosystems up to the macroscale. *Clim. Change* 39, 215–272.
- Bonell, M., Gilmour, D.A., 1978. The development of overland flow in a tropical rainforest catchment. *J. Hydrol.* 39, 365–382.
- Bonell, M., Balek, J., 1993. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the humid tropics. In: Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (Eds.), *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 167–260.
- Bons, C.A., 1990. Accelerated erosion due to clearcutting of plantation forest and subsequent Taungya cultivation in upland West Java, Indonesia. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 279–288.
- Bosch, J.M., 1979. Treatment effects on annual and dry period streamflow at Cathedral Peak. *S. Afr. For. J.* 108, 29–38.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.* 55, 3–23.
- Brabben, T.E., 1979. Reservoir sedimentation study, Selorejo, East Java, Indonesia. *Hydraulics Research Station Report No. OD 15*. Hydraulics Research, Wallingford, UK.
- Brown, A.G., Nambiar, E.K.S., Cossalter, C., 1997. Plantations for the tropics: their role, extent and nature. In: Nambiar, E.K.S., Brown, A.G. (Eds.), *Management of Soil, Nutrients and Water in Tropical Plantation Forests*. Australian Centre for International Agricultural Research, Canberra, pp. 1–23.
- Brown, M.B., De la Roca, I., Vallejo, A., Ford, G., Casey, J., Aguilar, B., Haacker, R., 1996. A Valuation Analysis of the Role of Cloud Forests in Watershed Protection, Sierra de las Minas Reserve, Guatemala and Cusuco National Park, Honduras. *RARE Center for Tropical Conservation*, Philadelphia, PA, 133 pp.
- Brown, S., Lugo, A.E., 1990. Tropical secondary forests. *J. Trop. Ecol.* 6, 1–32.
- Bruijnzeel, L.A., 1986. Environmental impacts of (de)forestation in the humid tropics: a watershed perspective. *Wallaceana* 46, 3–13.
- Bruijnzeel, L.A., 1989. (De)forestation and dry season flow in the tropics: a closer look. *J. Trop. For. Sci.* 1, 229–243.

- Bruijnzeel, L.A., 1990. Hydrology of Moist Tropical Forest and Effects of Conversion: A State of Knowledge Review. UNESCO, Paris, and Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, 226 pp.
- Bruijnzeel, L.A., 1992. Managing tropical forest watersheds for production: where contradictory theory and practice co-exist. In: Miller, F.R., Adam, K.L. (Eds.), *Wise Management of Tropical Forests 1992*. Oxford Forestry Institute, Oxford, pp. 37–75.
- Bruijnzeel, L.A., 1993. Land-use and hydrology in warm humid regions: where do we stand? *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 1–34.
- Bruijnzeel, L.A., 1996. Predicting the hydrological effects of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), *Amazonian Deforestation and Climate*. Wiley, Chichester, pp. 15–55.
- Bruijnzeel, L.A., 1997. Hydrology of forest plantations in the tropics. In: Nambiar, E.K.S., Brown, A.G. (Eds.), *Management of Soil, Nutrients and Water in Tropical Plantation Forests*. ACIAR/CSIRO/CIFOR, Canberra/Bogor, pp. 125–167.
- Bruijnzeel, L.A., 1998. Soil chemical changes after tropical forest disturbance and conversion: the hydrological perspective. In: Schulte, A., Ruhyat, D. (Eds.), *Soils of Tropical Forest Ecosystems. Characteristics, Ecology and Management*. Springer, Berlin, pp. 45–61.
- Bruijnzeel, L.A., 2002a. Hydrology of tropical montane cloud forests: a reassessment. In: Gladwell, J.S. (Ed.), *Proceedings of the Second International Colloquium on Hydrology and Water Management of the Humid Tropics*. UNESCO, Paris and CATHALAC, Panama City, Panama, pp. 353–383.
- Bruijnzeel, L.A., 2002b. Hydrological impacts of converting tropical montane cloud forest to pasture, with initial reference to northern Costa Rica. Project Memorandum Form, Project No. R7991 within the Forestry Research Programme of the Department for International Development of the UK, Aylesford, UK, 60 pp.
- Bruijnzeel, L.A., Bremmer, C.N., 1989. Highland–lowland interactions in the Ganges Brahmaputra River Basin: a review of published literature. ICIMOD Occasional Paper No. 11. International Centre for Integrated Mountain Development, Kathmandu, Nepal, p. 136.
- Bruijnzeel, L.A., Proctor, J., 1995. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? In: Hamilton, L.S., Juvik, J.O., Scatena, F.N. (Eds.), *Tropical Montane Cloud Forests*, vol. 110. Springer Ecological Studies, pp. 38–78.
- Bruijnzeel, L.A., Veneklaas, E.J., 1998. Climatic conditions and tropical montane forest productivity: the fog has not lifted yet. *Ecology* 79, 3–9.
- Bruijnzeel, L.A., Hamilton, L.S., 2000. Decision time for cloud forests. IHP Humid Tropics Program Series No. 13. IHP–UNESCO, Paris, 41 pp.
- Bruijnzeel, L.A., Waterloo, M.J., Proctor, J., Kuiters, A.T., Kotterink, B., 1993. Hydrological observations in montane rain forests on Gunung Silam, Sabah, Malaysia, with special reference to the Massenerhebung effect. *J. Ecol.* 81, 145–167.
- Brunsdon, D., Jones, D.K.C., Martin, R.P., Doornkamp, J.C., 1981. The geomorphological character of part of the Low Himalaya of eastern Nepal. *Z. Geomorphol. Neue Fol. Suppl.* Band 37, 25–72.
- Budi Harto, A., Kondoh, A., 1998. The effect of land use changes on the water balance in the Ciliwung-Cisadane catchment, West Java, Indonesia. In: *Proceedings of the International Symposium on Hydrology, Water Resources and Environment, Development and Management in Southeast Asia and the Pacific*, Taegu, Republic of Korea, November 10–13, 1998. ROSTSEA/UNESCO, Jakarta, pp. 121–132.
- Calder, I.R., 1998. Water use by forests, limits and controls. *Tree Physiol.* 18, 625–631.
- Calder, I.R., 1999. *The Blue Revolution*. Earthscan Publications, London, p. 192.
- Calder, I.R., 2002. Forests and hydrological services: reconciling public and science perceptions. *Land Use and Water Resources Research* No. 2, pp. 2.1–2.12. <http://www.luwrr.com>.
- Calder, I.R., Swaminath, M.H., Kariyappa, G.S., Srinivasalu, N.V., Srinivasa Murty, K.V., Mumtaz, J., 1992. Deuterium tracing for the estimation of transpiration from trees. Part 3. Measurements of transpiration from *Eucalyptus* plantation, India. *J. Hydrol.* 130, 37–48.

- Calder, I.R., Rosier, P.T.W., Prasanna, K.T., Parameswarappa, S., 1997. Eucalyptus water use greater than rainfall input—a possible explanation from southern India. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 1, 249–256.
- Carson, B., 1989. Soil conservation strategies for upland areas of Indonesia. Occasional Paper No. 9. East–West Center, Environment and Policy Institute, Honolulu, HI, p. 120.
- Cavelier, J., Goldstein, G., 1989. Mist and fog interception in elfin cloud forests in Colombia and Venezuela. *J. Trop. Ecol.* 5, 309–322.
- Cavelier, J., Solis, D., Jaramillo, M.A., 1996. Fog interception in montane forests across the Central Cordillera of Panama. *J. Trop. Ecol.* 12, 357–369.
- Chandler, D.G., Walter, M.F., 1998. Runoff responses among common land uses in the uplands of Matalom, Leyte, Philippines. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 41, 1635–1641.
- Chappell, N.A., McKenna, P., Bidin, K., Douglas, I., Walsh, R.P.D., 1999. Parsimonious modelling of water and suspended sediment flux from nested catchments affected by selective tropical forestry. *Philos. Trans. R. Soc. London B* 534, 1831–1846.
- Chappell, N.A., Douglas, I., Hanapi, J.M., Tych, W., 2004. Sources of suspended sediment within a tropical catchment recovering from selective logging. *Hydrol. Process* 18, 685–701.
- Chen, C.Y., 1987. Hydrological effects of forests in the Hengduan Mountains, southwest China. In: Ffolliot, P.F., Guertin, D.P. (Eds.), *Forest Hydrological Resources in China. An Analytical Assessment*. US MAB Program, Washington, DC, pp. 57–60.
- Cheng, G.W., 1999. Forest change: hydrological effects in the upper Yangtze river valley. *Ambio* 28, 457–459.
- Chin A Tam, S.M., 1993. *Bibliography of Soil Science in Indonesia, 1890–1963*. DLO-Institute for Soil Fertility Research, Haren, The Netherlands, p. 543.
- Chu, P.S., Yu, Z.P., Hastenrath, S., 1994. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 75, 579–583.
- Cienciala, E., Kucera, J., Malmer, A., 2000. Tree sap flow and stand transpiration of two *Acacia mangium* plantations in Sabah, Borneo. *J. Hydrol.* 236, 109–120.
- Clark, K.L., Nadkarni, N.M., Schaeffer, D., Gholz, H.L., 1998. Atmospheric deposition and net retention of ions by the canopy in a tropical montane forest, Monteverde, Costa Rica. *J. Trop. Ecol.* 14, 27–45.
- Costa, M.H., 2004. Large-scale hydrologic impacts of tropical forest conversion. In: Bonell, M., Bruijnzeel, L.A. (Eds.), *Forests–Water–People in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge (in press).
- Costa, M.H., Foley, J.A., 2000. Combined effects of deforestation and double atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *J. Clim.* 12, 18–35.
- Costa, M.H., Botta, A., Cardille, J.A., 2003. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Amazonia. *J. Hydrol.* 283, 206–217.
- Costales, E., 1979. Infiltration rate of soils as influenced by some land-use types in the Benguet pine watershed. *Sylvatrop Philippines For. Res. J.* 7, 255–260.
- Coster, C., 1932a. Wortelstudiën in de Tropen. I. De jeugdontwikkeling van het wortelstelsel van een zeventigtal boomen en groenbemesters (Root studies in the Tropics. I. The juvenile development of the root system of seventy tree and green manuring species). *Landbouw* 8, 146–194 (in Dutch with English summary).
- Coster, C., 1932b. Wortelstudiën in de Tropen. II. Het wortelstelsel op ouderen leeftijd (Root studies in the Tropics. II. The root system at an older age). *Landbouw* 8, 369–409 (in Dutch with English summary).
- Coster, C., 1938. Oppervlakkige afstroming en erosie op Java (Surficial runoff and erosion on Java). *Tectona* 31, 613–728 (in Dutch).
- Cutrim, E., Martin, D., Rabin, R., 1995. Enhancements of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. *Am. Meteorol. Soc.* 76, 1801–1805.
- Davis, S.N., De Wiest, R.J.M., 1966. *Hydrogeology*. Wiley, New York.

- DaZo, A.M., 1990. Effect of burning and reforestation on grassland watersheds in the Philippines. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 53–61.
- De Roo, A.P.J., 1993. Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using geographical information systems. Ph.D. Thesis. University of Utrecht, Utrecht, The Netherlands, p. 295.
- Dickinson, A., Amphlett, M.B., Bolton, P., 1990. Sediment discharge measurements Magat catchment. Summary Report 1986–1988. Report No. OD 122. Hydraulics Research, Wallingford, UK.
- Dillaha, T.A., Reneau, R.B., Mostaghimi, S., Lee, D., 1989. Vegetative filter strips for agricultural nonpoint source pollution. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 32, 491–496.
- Dirmeyer, P.A., Shukla, J., 1994. Albedo as a modulator of climate response to deforestation. *J. Geophys. Res.* 99, 20863–20878.
- Dolman, A.J., Van der Molen, M.K., Ter Maat, H.W., Hutjes, R.W.A., 2004. The effects of forests on mesoscale atmospheric processes. In: Mencucini, M., Grace, J., Moncrieff, J., McNaughton, K. (Eds.), *Forests at the Land-Atmosphere Interface*. CABI, Wallingford, UK, pp. 51–72.
- Douglas, I., 1967. Natural and man-made erosion in the humid tropics of Australia, Malaysia and Singapore. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 75, 17–30.
- Douglas, I., 1996. The impact of land-use changes, especially logging, shifting cultivation, mining and urbanization on sediment yields in humid tropical southeast Asia: a review with special reference to Borneo. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 236, 463–471.
- Douglas, I., Spencer, T., Greer, T., Sinun, W., Wong, W.M., 1992. The impact of selective commercial logging on stream hydrology, chemistry and sediment loads in the Ulu Segama rainforest, Sabah. *Philos. Trans. R. Soc. London B* 335, 397–406.
- Douglas, I., Bidin, K., Balamurugan, G., Chappell, N.A., Walsh, R.P.D., Greer, T., Sinun, W., 1999. The role of extreme events in the impacts of selective tropical forestry on erosion during harvesting and recovery phases at Danum Valley, Sabah. *Philos. Trans. R. Soc. London B* 354, 1749–1761.
- Dunne, T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. In: Kirkby, M.J. (Ed.), *Hillslope Hydrology*. Wiley, New York, pp. 227–293.
- Dye, P.J., 1996. Climate, forest and streamflow relationships in South African afforested catchments. *Commonwealth For. Rev.* 75, 31–38.
- Dyhr-Nielsen, M., 1986. Hydrological effect of deforestation in the Chao Phraya basin in Thailand. In: Paper Presented at the International Symposium on Tropical Forest Hydrology and Application, Chiangmai, Thailand, p. 12.
- Dykstra, D.P., 1996. FAO model code of forest harvesting practice. FAO Working Paper No. Misc/94/6. United Nations Food and Agriculture Organization, Rome.
- Eckholm, E., 1976. *Losing Ground*. W.W. Norton, New York, p. 223.
- Edwards, K.A., 1979. The water balance of the Mbeya experimental catchments. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 231–247.
- Eeles, C.W., 1979. Soil moisture deficits under montane rain forest and tea. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 128–138.
- Ekern, P.C., 1964. Direct interception of cloud water on Lana'ihale, Hawaii. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 28, 419–421.
- Elkaduwa, W.K.B., Sakthivadivel, R., 1999. Use of historical data as a decision support tool in watershed management: a case study of the upper Nilgawa basin in Sri Lanka. IWMI Research Report No. 2. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, p. 31.
- Elsenbeer, H., Newton, B.E., Dunne, T., De Moraes, J.M., 1999. Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrol. Process.* 13, 1417–1422.
- Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1993. On the response of the tropical atmosphere to large-scale deforestation. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 779–793.
- Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 120, 861–880.
- Fallas, J., 1996. Cuantificación de la intercepción en un bosque nuboso, Mte. de los Olivos, Cuenca del Rio Chiquito, Guanacaste, Costa Rica (Quantification of interception in a cloud forest, Monte de

- los Olivos, Rio Chiquito basin, Costa Rica). CREED Technical Note No. 6. CREED, Tropical Science Center, San José, Costa Rica, 37 pp. (in Spanish).
- FAO, 1985. FAO Watershed Management Field Manual. FAO Conservation Guide, vol. 13. UN Food and Agriculture Organization, Rome.
- FAO, 1986a. FAO Watershed Management Field Manual. FAO Conservation Guide, vol. 2. UN Food and Agriculture Organization, Rome.
- FAO, 1986b. Tropical Forestry Action Plan. Committee on Forest Development in the Tropics, UN Food and Agriculture Organization, Rome.
- Fleming, T.H., 1986. Secular changes in Costa Rican rainfall: correlation with elevation. *J. Trop. Ecol.* 2, 87–91.
- Fleming, W.H., 1988. Quantifying the impacts of watershed management on reservoir sedimentation rates. Appendix III to Draft Consultant Report in Watershed Hydrology. Department of Soil Conservation and Watershed Management, Kathmandu, Nepal, 40 pp.
- Foong, S.F., Syed Sofi, S.O., Tan, P.Y., 1983. A lysimetric simulation of leaching losses from an oil palm field. In: Proceedings of the Seminar on Fertilizers in Malaysian Agriculture. Malaysian Society of Soil Science, Kuala Lumpur, pp. 45–68.
- Forsyth, T., 1996. Science, myth and knowledge: testing Himalayan environmental degradation in Thailand. *Geoforum* 27, 375–392.
- Fritsch, J.M., 1992. Les Effets du Défrichement de la Forêt Amazonienne et de la Mise en Culture sur l'Hydrologie des Petits Bassins Versants. ORSTOM Editions, Paris, p. 392.
- Fritsch, J.M., 1993. The hydrological effects of clearing tropical rain forest and of the implementation of alternative land uses. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 53–66.
- Fritsch, J.M., Sarrailh, J.M., 1986. Les transports solides dans l'écosystème forestier tropical humide en Guyane: les effets du défrichement et de l'installation de pâturages. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie* 22, 93–106.
- Fu, C.F., 2002. Can human-induced land-cover change modify the monsoon system? In: Steffen, W., Jäger, J., Carson, D.J., Bradshaw, C. (Eds.), *Challenges of a Changing Earth*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 133–136.
- Gentry, A.H., Lopez-Parodi, J., 1980. Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science* 210, 1354–1356.
- Giambelluca, T.W., 1996. Tropical land cover change: characterizing the post-forest land surface. In: Giambelluca, T.W., Henderson-Sellers, A. (Eds.), *Climate Change: Developing Southern Hemisphere Perspectives*. Wiley, Chichester, pp. 293–318.
- Giambelluca, T.W., 2002. The hydrology of altered tropical forest. Invited commentary. *Hydrol. Process.* 16, 1665–1669.
- Giambelluca, T.W., Tran, L.T., Ziegler, A.D., Menard, T.P., Nullet, M.A., 1996. Soil–vegetation–atmosphere processes: simulation and field measurement for deforested sites in northern Thailand. *J. Geophys. Res.* 101 (D20), 25867–25885.
- Giambelluca, T.W., Hölscher, D., Bastos, T.X., Frazvo, R.R., Nullet, M.A., Ziegler, A.D., 1997. Observations of albedo and radiation balance over post-forest land surfaces in the eastern Amazon basin. *J. Clim.* 10, 919–928.
- Giambelluca, T.W., Fox, J., Yarnasarn, S., Onibutr, P., Nullet, M.A., 1999. Dry-season radiation balance of land covers replacing forest in northern Thailand. *Agric. For. Meteorol.* 95, 53–65.
- Gilmour, D.A., 1977. Effect of rainforest logging and clearing on water yield and quality in a high rainfall zone of north-east Queensland. In: O'Loughlin, E.M., Bren, L.J. (Eds.), *Proceedings of the First National Symposium on Forest Hydrology*. Institution of Engineers Australia, Melbourne, pp. 156–160.
- Gilmour, D.A., Bonell, M., Cassells, D.S., 1987. The effects of forestation on soil hydraulic properties in the Middle Hills of Nepal: a preliminary assessment. *Mountain Res. Develop.* 7, 239–249.

- Globevnik, L., Sovinc, A., 1998. Impacts of catchment land use change on river flows: the Dragonja River, Slovenia. In: *Hydrology in a Changing Environment*. British Hydrological Society, London, pp. 525–533.
- Godsey, S., Elsenbeer, H., 2002. The soil hydrologic response to forest regrowth: a case study from southwestern Amazonia. *Hydrol. Process.* 16, 1519–1522.
- Gonggrijp, L., 1941a. Het erosie onderzoek (The erosion experiments). *Tectona* 34/35, 200–220 (in Dutch).
- Gonggrijp, L., 1941b. Verdamping van een gebergtebos in West Java op 1750–2000m hoogte boven zeeniveau (Evaporation of montane forest at 1750–2000m a.s.l. in West Java). *Tectona* 34, 437–447 (in Dutch).
- Goswami, D.C., 1985. Brahmaputra river, Assam, India: physiography, basin denudation and channel aggradation. *Water Resour. Res.* 21, 959–978.
- Greer, T., Douglas, I., Bidin, K., Sinun, W., Suhaimi, J., 1995. Monitoring geomorphological disturbance and recovery in commercially logged tropical forest, Sabah, East Malaysia, and implications for management. *Singapore J. Trop. Geogr.* 16, 1–21.
- Haigh, M.J., 1984. Ravine erosion and reclamation in India. *Geoforum* 15, 543–561.
- Hamilton, L.S., 1987a. What are the impacts of deforestation in the Himalaya on the Ganges–Brahmaputra lowlands and delta? Relations between assumptions and facts. *Mountain Res. Develop.* 7, 256–263.
- Hamilton, L.S., 1987b. Tropical watershed forestry—aiming for greater accuracy. *Ambio* 16, 372–373.
- Hamilton, L.S., King, P.N., 1983. *Tropical Forested Watersheds. Hydrologic and Soils Response to Major Uses or Conversions*. Westview Press, Boulder, CO, p. 168.
- Hamilton, L.S., Juvik, J.O., Scatena, F.N. (Eds.), 1995. *Proceedings of the International Symposium on Tropical Montane Cloud Forests*. Springer Ecological Studies, vol. 110. Springer-Verlag, Berlin, p. 407.
- Hardjono, H.W., 1980. Influence of a permanent vegetation cover on streamflow. In: *Proceedings of the Seminar on Watershed Management, Development and Hydrology*, Surakarta, Indonesia, pp. 280–297.
- Harr, D.R., 1982. Fog drip in the Bull Run municipal watershed, Oregon. *Water Resour. Bull.* 18, 785–789.
- Harr, D.R., 1983. Potential for augmenting water yield through forest practices in western Washington and western Oregon. *Water Resour. Bull.* 19, 383–393.
- Held, A., 2004. Remote sensing and tropical forest hydrology: new sensors. In: Bonell, M., Bruijnzeel, L.A. (Eds.), *Forests–Water–People in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge (in press).
- Henderson, G.S., Witthawatchutikul, P., 1984. The effect of road construction on sedimentation in a forested catchment at Rayong, Thailand. In: O’Loughlin, C.L., Pearce, A.J. (Eds.), *Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*. IUFRO, Vienna, pp. 247–253.
- Henderson-Sellers, A., Dickinson, R.E., Durbidge, T.B., Kennedy, P.J., McGuffie, K., Pitman, A.J., 1993. Tropical deforestation: modelling local to regional-scale climatic change. *J. Geophys. Res.* 98, 7289–7315.
- Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Howe, W., 1996. Human and physical aspects of tropical deforestation. In: Giambelluca, T.W., Henderson-Sellers, A. (Eds.), *Climate Change: Developing Southern Hemisphere Perspectives*. Wiley, Chichester, pp. 259–292.
- Hewlett, J.D., 1982. Forests and floods in the light of recent investigation. In: *Hydrological Processes of Forested Areas*. National Research Council of Canada Publication No. 20548. NRCC, Ottawa, pp. 543–559.
- Hewlett, J.D., Fortson, J.C., 1983. The paired catchment experiment. In: Hewlett, J.D. (Ed.), *Forest Water Quality*. School of Forest Resources, University of Georgia, Athens, GA, pp. 11–14.
- Hewlett, J.D., Doss, R., 1984. Forests, floods, and erosion: a watershed experiment in the southeastern Piedmont. *For. Sci.* 30, 424–434.

- Hibbert, A.R., 1969. Water yield changes after converting a forested catchment to grass. *Water Resour. Res.* 5, 634–640.
- Hölscher, D., de Abreu Sá, T.D., Bastos, T.X., Denich, M., Fölster, H., 1997. Evaporation from young secondary vegetation in eastern Amazonia. *J. Hydrol.* 193, 293–305.
- Hölscher, D., Roberts, J.M., Mackensen, J., 2004. Forest recovery in the humid tropics: changes in vegetation structure, nutrient pools and the hydrological cycle. In: Bonell, M., Bruijnzeel, L.A. (Eds.), *Forests–Water–People in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge (in press).
- Hornbeck, J.W., Adams, M.B., Corbett, E.S., Verry, E.S., Lynch, J.A., 1993. Long-term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA. *J. Hydrol.* 150, 323–344.
- Hsia, Y.J., 1987. Changes in storm hydrographs after clearcutting a small hardwood forested watershed in central Taiwan. *For. Ecol. Manage.* 20, 117–134.
- Hudson, N.W., 1995. *Soil Conservation*. Batsford, London, p. 391.
- Imbach, A.C., Fassbender, H.W., Borel, R., Beer, J., Bonnemann, A., 1989. Modelling agro-forestry systems of cacao (*Theobroma cacao*) with laurel (*Cordia alliodora*) and poro (*Erythrina poeppigiana*) in Costa Rica. IV. Water balances, nutrient inputs and leaching. *Agrofor. Syst.* 8, 267–287.
- Ingwersen, J.B., 1985. Fog drip, water yield, and timber harvesting in the Bull Run municipal watershed, Oregon. *Water Resour. Bull.* 21, 469–473.
- Jasmin, B.B., 1975. Grassland uses: effects on surface runoff and sediment yield. *Sylvatrop Philippines For. Res. J.* 1, 156–164.
- Jipp, P.H., Nepstad, D.C., Cassel, D.K., Reis de Carvalho, C., 1998. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. *Clim. Change* 39, 395–412.
- Kamaruzaman, J., 1991. Effect of tracked and rubber-tyred logging machines on soil physical properties of the Berkelah Forest Reserve, Malaysia. *Pertanika* 5, 265–276.
- Kanae, S., Oki, T., Musiaka, K., 2001. Impact of deforestation on regional precipitation over the Indochina Peninsula. *J. Hydrometeorol.* 2, 51–70.
- Kashiyama, T., 1956. Decrease of sea-fog density by a model shelterbelt. In: *Proceedings of the 12th Congress of the International Union of Forestry Research Organizations*, No. 3969, Oxford, UK, November 9, 1956. *Forestry Abstracts* No. 17, 2 pp.
- Kitayama, K., 1995. Biophysical conditions of the montane cloud forests of Mount Kinabalu, Sabah, Malaysia. In: Hamilton, L.S., Juvik, J.O., Scatena, F.N. (Eds.), *Tropical Montane Cloud Forests*. Springer Ecological Studies, vol. 110. Springer, New York, pp. 183–197.
- Klinge, R., Schmidt, J., Fölster, H., 2001. Simulation of water drainage from a rain forest and forest conversion plots using a soil water model. *J. Hydrol.* 246, 82–95.
- Koster, R.D., Suarez, M.J., Heiser, M., 2000. Variance and predictability of precipitation at seasonal to inter-annual timescales. *J. Hydrometeorol.* 1, 26–46.
- Kuraji, K., Paul, L.L., 1994. Effects of rainfall interception on water balance in two tropical rainforest catchments, Sabah, Malaysia. In: *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology*. IUFRO, Tokyo, Japan, pp. 291–298.
- Lai, F.S., 1993. Sediment yield from logged, steep upland catchments in Peninsular Malaysia. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 219–229.
- Lai, F.S., Salleh, O., 1989. Rainfall interception, throughfall and stemflow in two *Acacia mangium* stands in Kemasul, Pahang, Peninsular Malaysia. In: *Paper Presented at the FRIM–IHP–UNESCO Regional Seminar on Tropical Forest Hydrology*, Kuala Lumpur, Malaysia, September 4–9, 1989, p. 17.
- Lal, R., 1983. Soil erosion in the humid tropics with particular reference to agricultural land development and soil management. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 140, 221–239.
- Lal, R., 1987. *Tropical Ecology and Physical Edaphology*. Wiley, New York, p. 732.
- Lal, R., 1996. Deforestation and land-use effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria. I. Soil physical and hydrological properties. *Land Degrad. Develop.* 7, 19–45.

- Lal, R., 1997. Deforestation and land-use effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria. IV. Hydrology and water quality. *Land Degrad. Develop.* 8, 95–126.
- Lawton, R.O., Nair, U.S., Pielke, R.A., Welch, R.M., 2001. Climatic impact of tropical lowland deforestation on nearby montane cloud forests. *Science* 294, 584–587.
- Lean, J., Bunton, C.B., Nobre, C.A., Rowntree, P.R., 1996. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), *Amazonian Deforestation and Climate*. Wiley, Chichester, pp. 549–576.
- Lhomme, J.P., 1981. L'évolution de la pluviosité annuelle en Côte d'Ivoire au cours des soixante dernières années. *La Météorologie VIe Série* 25, 135–140.
- Li, Y.H., 1976. Denudation of Taiwan island since the Pliocene epoch. *Geology* 4, 105–107.
- Lim, M.T., 1988. Studies on *Acacia mangium* in Kemasul forest, Malaysia. I. Biomass and productivity. *J. Trop. Ecol.* 4, 293–302.
- Lugo, A.E., Scatena, F.N., 1992. Epiphytes and climate change research in the Caribbean: a proposal. *Selbyana* 13, 123–130.
- MacKinnon, K., Hatta, G., Halim, H., Mangalik, A., 1996. *The Ecology of Kalimantan*. Periplus Editions, Hong Kong, p. 802.
- Madduma Bandara, C.M., Kurupparachchi, T.A., 1988. Land-use change and hydrological trends in the upper Mahaweli basin. In: Paper Presented at the Workshop on Hydrology of Natural and Man-made Forests in the Hill Country of Sri Lanka, Kandy, October 1988, 18 pp.
- Mahé, G., Citeau, J., 1993. Interactions between the ocean, atmosphere and continent in Africa, related to the Atlantic monsoon flow. General pattern and the 1984 case study. *Vieille Climatol. Satell.* 44, 34–54.
- Malmer, A., 1990. Stream suspended sediment load after clear-felling and different forestry treatments in tropical rainforest, Sabah, Malaysia. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 62–71.
- Malmer, A., 1992. Water yield changes after clear-felling tropical rainforest and establishment of forest plantation in Sabah, Malaysia. *J. Hydrol.* 134, 77–94.
- Malmer, A., 1993. Dynamics of hydrology and nutrient losses as response to establishment of forest plantation. A case study on tropical rainforest land in Sabah, Malaysia. Ph.D. Thesis. Swedish University of Agricultural Sciences, Umeå, Sweden, p. 181.
- Malmer, A., 1996. Observations on slope processes in a tropical rain forest environment before and after forest plantation establishment. In: Anderson, M.G., Brooks, S.M. (Eds.), *Advances in Hillslope Processes*. Wiley, Chichester, pp. 961–974.
- Malmer, A., Grip, H., 1990. Soil disturbance and loss of infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah, Malaysia. *For. Ecol. Manage.* 38, 1–12.
- Mann, R.D., 1989. Africa: The Urgent Need for Tree Planting. Report No. OXFAM, Oxford.
- Manton, M.J., Bonell, M., 1993. Climate and rainfall variability in the humid tropics. In: Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (Eds.), *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics. Hydrological Research Issues and Strategies for Water Management*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 13–33.
- Mapa, R.B., 1995. Effect of reforestation using *Tectona grandis* on infiltration and soil water retention. *For. Ecol. Manage.* 77, 119–125.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Durbidge, T.B., Pitman, A.J., 1995. Global climate sensitivity to tropical deforestation. *Glob. Planet. Change* 10, 97–128.
- Meher-Homji, V.M., 1989. Deforestation and probable climatic change: a review. In: Gupta, S., Pachauri, R.K. (Eds.), *Global Warming and Climatic Change. Perspectives from Developing Countries*. TATA Energy Research Institute, New Delhi, India, pp. 115–129.
- Meijerink, A.M.J., 1977. A hydrological reconnaissance survey of the Serayu River basin, Central Java. *ITC J.* 4, 664–674.

- Montény, B.A., Barbier, J.M., Bernos, C.M., 1985. Determination of the energy exchanges of a forest type culture: *Hevea brasiliensis*. In: Hutchinson, B.A., Hicks, B.B. (Eds.), *The Forest-Atmosphere Interaction*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 211–233.
- Mooley, D.A., Parthasarathy, B., 1983. Droughts and floods over India in summer monsoon seasons 1871–1980. In: Street-Perrott, A. (Ed.), *Variations in the Global Water Budget*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239–252.
- Morgan, R.P.C., 1995. *Soil Erosion and Conservation*. Longman, London, 298 pp.
- Mou, J., 1986. Comprehensive improvement through soil conservation and its effects on sediment yields in the middle reaches of the Yellow River. *J. Water Resour.* 5, 419–435.
- Mumeka, A., 1986. Effect of deforestation and subsistence agriculture on runoff of the Kafue river headwaters, Zambia. *Hydrol. Sci. J.* 31, 543–554.
- Muzoz-Carpena, R., Parsons, J.E., Gilliam, J.W., 1999. Modelling hydrology and sediment transport in vegetative filter strips. *J. Hydrol.* 214, 111–129.
- Myers, N., 1983. Tropical moist forests: over-exploited or under-utilized? *For. Ecol. Manage.* 6, 59–79.
- Narayana, V.V.D., 1987. Downstream impacts of soil conservation in the Himalayan region. *Mountain Res. Develop.* 7, 287–298.
- Negi, G.C.S., Joshi, V., Kumar, K., 1998. Springsanctuary development to meet household water demand in the mountains: a call for action. In: *Research for Mountain Development: Some Initiatives and Accomplishments*. Gyanodya Prakashan, Nainital, India, pp. 25–48.
- Nemec, J., 1994. Climate variability, hydrology and water resources: do we communicate in the field? *Hydrol. Sci. J.* 39, 193–197.
- Nepstad, D.C., de Carvalho, C.R., Davidson, E.A., Jipp, P.H., Lefebvre, P.A., Negreiros, G.H., da Silva, E.D., Stone, T.A., Trumbore, S.E., Vieira, S., 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372, 666–669.
- Nieuwolt, S., 1977. *Tropical Climatology*. Wiley, New York.
- Nooteboom, H.P., 1987. Further views on environmental impacts of (de)forestation in the humid tropics. *Wallaceana* 47, 10–11.
- Nussbaum, R., Anderson, J., Spencer, T., 1995. The effects of selective logging of tropical rain forest on soil characteristics and implications for forest recovery. In: Primack, R., Lovejoy, T. (Eds.), *The Ecology, Conservation and Management of Southeast Asian Forests*. Yale University Press, New Haven, CT, pp. 105–115.
- Odemerho, F.O., 1984. The effects of shifting cultivation on stream-channel size and hydraulic geometry in small headwater basins of southwestern Nigeria. *Geogr. Ann.* 66, 327–340.
- Oyo, O., 1987. Rainfall trends in West Africa, 1901–1985. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 168, 37–43.
- Olivry, J.C., Bricquet, J.P., Mahe, G., 1993. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 67–78.
- O'Loughlin, C.L., 1984. Effectiveness of introduced forest vegetation for protection against landslides and erosion in New Zealand's steep lands. In: O'Loughlin, C.L., Pearce, A.J. (Eds.), *Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*. IUFRO, Vienna, pp. 275–280.
- O'Loughlin, E.M., 1990. Modelling soil water status in complex terrain. *Agric. For. Meteorol.* 50, 23–38.
- Ong, C.K., Khan, A.H.H., 1993. The direct measurement of water uptake by individual tree roots. *Agrofor. Today* 5, 2–5.
- Pain, C.F., Bowler, J.M., 1973. Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua NW Guinea. *Z. Geomorphol. Neue Fol. Suppl. Band* 18, 92–104.
- Paningbatan, E.P., Ciesiolka, C.A., Coughlan, K.J., Rose, C.W., 1995. Alley cropping for managing soil erosion of hilly lands in the Philippines. *Soil Technol.* 8, 193–204.
- Parker, G.G., 1985. The effect of disturbance on water and solute budgets of hillslope tropical rainforest in northeastern Costa Rica. Ph.D. Thesis. University of Georgia, Athens, GA, 161 pp.
- Parthasarathy, B., Dhar, O.N., 1976. A study of trends and periodicities in the seasonal and annual rainfall of India. *J. Meteorol. Hydrol. Geophys.* 27, 23–28.

- Paturel, J., Servat, E., Kouamé, B., Lubès, H., Ouedraogo, M., Masson, J.M., 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part II. An integrated regional approach. *J. Hydrol.* 191, 16–36.
- Paul, L.L., Kuraji, K., 1993. Transition Report of Hydrological Study on Forested Catchments in Sabah, 1990–1992. Research and Development Division, Sabah Forestry Department, Sandakan, Sabah, Malaysia, p. 59.
- Pearce, A.J., 1986. Erosion and sedimentation. Working Paper. Environment and Policy Institute, Honolulu, HI, p. 18.
- Pearce, A.J., Rowe, L.K., O’Loughlin, C.L., 1980. Effects of clearfelling and slashburning on water yields and storm hydrographs in evergreen mixed forests, western New Zealand. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 130, 119–127.
- Pearce, A.J., Hamilton, L.S., 1986. Water and soil conservation guidelines for land-use planning. In: *Proceedings of the Workshop on Watershed Land-use Planning (Summary of Seminar)*, Gympie, May 1985. Environment and Policy Institute, Honolulu, HI, p. 43.
- Penman, H.L., 1963. Vegetation and the atmosphere. Technical Communication No. 53. Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, UK, p. 124.
- Penning de Vries, F.W.T., Agus, F., Kerr, J. (Eds.), 1998. *Soil Erosion at Multiple Scales*. CABI Publishing, Wallingford, UK, p. 390.
- Pereira, H.C., 1989. *Policy and Practice of Water Management in Tropical Areas*. Westview Press, Boulder, CO, p. 237.
- Philip, J.R., 1991. Soils, natural science and models. *Soil Sci.* 151, 91–98.
- Pickup, G.R., Higgins, R.J., Warner, R.F., 1981. Erosion and sediment yields in the Fly River drainage basins, Papua New Guinea. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 132, 438–456.
- Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Tremback, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nichlis, M.E., Moran, M.D., Wesley, D.A., Lee, T.J., Copeland, J.H., 1992. A comprehensive meteorological modelling system—RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.* 49, 69–91.
- Pielke, R.A., Avissar, R., Raupach, M., Dolman, A.J., Zeng, X., Denning, S., 1998. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Glob. Change Biol.* 4, 461–475.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50, 91–133.
- Polcher, J., Laval, K., 1994. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. *J. Hydrol.* 155, 389–405.
- Postel, S., Heise, L., 1988. *Reforestation of the earth*. Worldwatch Paper No. 83. Worldwatch Institute, Washington, DC.
- Pounds, J.A., Fogden, M.P.L., Campbell, J.H., 1999. Biological response to climate change on a tropical mountain. *Nature* 398, 611–615.
- Purwanto, E., 1999. Erosion, sediment delivery and soil conservation in an upland agricultural catchment in West Java, Indonesia. Ph.D. Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, p. 218.
- Purwanto, E., Bruijnzeel, L.A., 1998. Soil conservation on rainfed bench terraces in upland West Java, Indonesia: towards a new paradigm. *Adv. GeoEcol.* 31, 1267–1274.
- Qian, W.C., 1983. Effects of deforestation on flood characteristics with particular reference to Hainan island, China. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 140, 249–258.
- Quimio, J.M., 1996. Grassland vegetation in western Leyte, Philippines. *Schriftenreihe 22*. Institut für Landespflege der Universität, Freiburg, Germany, 195 pp.
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Process.* 5, 59–79.
- Raghavendra, V.K., 1982. A case study of rain storm in the eastern mountainous catchments of Brahmaputra leading to highest ever recorded flood level at Dibrugarh. In: *Proceedings of the*

- International Symposium on Hydrological Aspects of Mountainous Watersheds, Roorkee, India. Manglik Prakashan, Saharanpur, India, pp. I-39–I-44.
- Ramsay, W.J.H., 1987a. Sediment production and transport in the Phewa valley, Nepal. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 165, 461–472.
- Ramsay, W.J.H., 1987b. Deforestation and erosion in the Nepalese Himalaya: is the link myth or reality? *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 167, 239–250.
- Richey, J.E., Nobre, C., Deser, C., 1989. Amazon river discharge and climate variability: 1903–1985. *Science* 246, 101–103.
- Rijsdijk, A., Bruijnzeel, L.A., 1990. Erosion, sediment yield and land use patterns in the upper Konto watershed, East Java, Indonesia. *Konto River Project Communication*, vol. 18. Konto River Project, Malang, Indonesia, pp. 58, 59.
- Rijsdijk, A., Bruijnzeel, L.A., 1991. Erosion, sediment yield and land use patterns in the upper Konto watershed, East Java, Indonesia. *Konto River Project Communication*, vol. 3. Konto River Project, Malang, Indonesia, 150 pp.
- Roberts, G.C., Andreae, M.O., Zou, J., Artaxo, P., 2001. Cloud condensation nuclei over the Amazon basin: marine conditions over a continent? *Geophys. Res. Lett.* 28, 2807–2810.
- Roberts, J., Rosier, P.T.W., 1993. Physiological studies in young *Eucalyptus* stands in southern India and derived estimates of forest transpiration. *Agric. Water Manage.* 24, 103–118.
- Roessel, B.W.P., 1927. Hydrologische cijfers en beschouwingen (Hydrological figures and considerations). *Tectona* 20, 507–527 (in Dutch).
- Roessel, B.W.P., 1939. Herbebossching op Java (Reafforestation in Java). *Tectona* 32, 230–238 (in Dutch).
- Rose, C.W., 1993. Erosion and sedimentation. In: Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (Eds.), *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 301–343.
- Rose, C.W., Yu, B.F., 1998. Dynamic process modelling of hydrology and soil erosion. In: Penning de Vries, F.W.T., Agus, F., Kerr, J. (Eds.), *Soil Erosion at Multiple Scales*. CABI Publishing, Wallingford, UK, pp. 269–286.
- Rosegrant, M., Ringler, C., Gerpacio, R., 1997. Water and land resources and global food supply. In: Paper Presented at the International Food Policy Research Institute's 23rd International Conference of Agricultural Economists on Food Security, Diversification, and Resource Management: Refocusing the Role of Agriculture. Sacramento, CA.
- Ruxton, B.P., 1967. Slopewash under mature primary rainforest in northern Papua. In: Jennings, J.N., Mabbutt, J.A. (Eds.), *Landform Studies from Australia and New Guinea*. ANU Press, Canberra, pp. 85–94.
- Salati, E., Vose, P.B., 1984. Amazon basin: a system in equilibrium. *Science* 225, 129–138.
- Samraj, P., Sharda, V.N., Chinnamani, S., Lakshmanan, V., Haldorai, B., 1988. Hydrological behaviour of the Nilgiri sub-watersheds as affected by bluegum plantations. Part I. The annual water balance. *J. Hydrol.* 103, 335–345.
- Sandström, K., 1998. Can forests provide water: widespread myth or scientific reality? *Ambio* 27, 132–138.
- Scatena, F.N., 1998. An assessment of climatic change in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. In: Paper Presented at the Third International Symposium on Water Resources, San Juan, Puerto Rico. American Water Resources Association, Washington, DC, pp. 193–198.
- Scatena, F.N., Larsen, M.C., 1991. Physical aspect of hurricane Hugo. *Biotropica* 23, 317–323.
- Schellekens, J., 2000. Hydrological processes in a humid tropical forest: a combined experimental and modelling approach. Ph.D. Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, p. 158.
- Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Bink, N.J., Holwerda, F., 2000. Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, eastern Puerto Rico. *Water Resour. Res.* 36, 2183–2196.

- Scott, D.F., Smith, R.E., 1997. Preliminary empirical models to predict reductions in total and low flows resulting from afforestation. *Water S. Afr.* 23, 135–140.
- Scott, D.F., Bruijnzeel, L.A., Mackensen, J., 2004. The hydrological impacts of reforestation of grasslands, natural and degraded, and of degraded forest in the tropics. In: Bonell, M., Bruijnzeel, L.A. (Eds.), *Forests–Water–People in the Humid Tropics*. Cambridge University Press, Cambridge (in press).
- Servat, E., Paturel, J.E., Lubès, H., Kouamé, B., Ouedraogo, M., Masson, J.M., 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I. Detailed analysis of the phenomenon in C<sup>o</sup>te d'Ivoire. *J. Hydrol.* 191, 1–15.
- Sharda, V.N., Samraj, P., Chinnamani, S., Lakshmanan, V., 1988. Hydrological behaviour of the Nilgiri sub-watersheds as affected by bluegum plantations. Part II. Monthly water balances at different rainfall and runoff probabilities. *J. Hydrol.* 103, 347–355.
- Sharp, D., Sharp, T., 1982. The desertification of Asia. *Asia* 2000 1, 40–42.
- Shukla, J., 1998. Predictability in the midst of chaos. *Science* 282, 728–731.
- Sikka, A.K., Samra, J.S., Sharda, V.N., Samraj, P., Lakshmanan, V., 2003. Low flow and high flow responses to converting natural grassland into bluegum (*Eucalyptus globulus*) in Nilgiris watersheds of South India. *J. Hydrol.* 270, 12–26.
- Silva Dias, M.A.F., Rutledge, S., Kabat, P., Silva Dias, P.L., Nobre, C., Fisch, G., Dolman, A.J., Zipser, E., Garstang, M., Manzi, A., Fuentes, J.D., Rocha, H., Marengo, J., Plana-Fattori, A., Sá, L., Alvalá, R., Andreae, M.O., Artaxo, P., Gielow, R., Gatti, L., 2002. Clouds and rain processes in a biosphere–atmosphere interaction context in the Amazon Region. *J. Geophys. Res.* 107, D20, 8072, doi:10-1029/2001JD00035.
- Simon, A., Guzman-Rios, S., 1990. Sediment discharge from a montane basin, Puerto Rico: implications of erosion processes and rates in the humid tropics. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 35–47.
- Sinukaban, N., Pawitan, H., 1998. Impact of soil and water conservation practices on streamflows in Citere catchment, West Java, Indonesia. *Adv. GeoEcol.* 31, 1275–1280.
- Smiet, A.C., 1987. Tropical watershed forestry under attack. *Ambio* 16, 156–158.
- Smith, D.M., Allen, S.J., 1996. Measurement of sap flow in plant stems. *J. Exp. Bot.* 47, 1833–1844.
- Sommer, R., De Abreu Sá, T.D., Vielhauer, K., Carioca de Araújo, A., Fölster, H., Vlek, P.L.G., 2002. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. *Agric. For. Meteorol.* 112, 103–121.
- Spears, J., 1982. Rehabilitating watersheds. *Finance Develop.* 19, 30–33.
- Sperling, F., 2000. Tropical montane cloud forests—ecosystems under the threat of climate change. Unpublished Report. World Conservation Monitoring Centre, Cambridge, UK, 10 pp.
- Stadtmüller, T., 1987. Cloud Forests in the Humid Tropics. A Bibliographic Review. United Nations University, Tokyo, and CATIE, Turrialba, Costa Rica, p. 81.
- Stadtmüller, T., Agudelo, N., 1990. Amounts and variability of cloud moisture input in a tropical cloud forest. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 193, 25–32.
- Starkel, L., 1972. The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills). *Geogr. Pol.* 21, 103–147.
- Stednick, J.D., 1996. Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. *J. Hydrol.* 176, 79–95.
- Stewart, J.B., Finch, J.W., 1993. Application of remote sensing to forest hydrology. *J. Hydrol.* 150, 701–716.
- Still, C.J., Foster, P.N., Schneider, S.H., 1999. Simulating the effects of climate change on tropical montane cloud forests. *Nature* 398, 608–610.
- Street-Perrott, F.A., 1994. Drowned trees record dry spells. *Nature* 369, 518.
- Swank, W.T., Swift Jr., L.W., Douglas, J.E., 1988. Streamflow changes associated with forest cutting, species conversions, and natural disturbances. In: Swank, W.T., Crossley, D.A. (Eds.), *Forest Hydrology at Coweeta*, vol. 66. Springer Ecological Studies, pp. 297–312.

- Swindel, B.F., Lassiter, C.J., Riekerk, H., 1982. Effects of clearcutting and site preparation on water yield from slash pine forests. *For. Ecol. Manage.* 4, 101–113.
- Tachikawa, Y., Ichikawa, Y., Takara, K., Sakai, K., Kawakami, T., Shiba, M., 1999. Application of a macro-scale distributed hydrological model to the Chao Phraya river basin in Thailand and the Haihe river basin in China. In: *Proceedings of the International Symposium on Floods and Droughts*, Nanjing, China, October 18–21, 1999. IHP-V, Technical Documents in Hydrology, vol. 4, pp. 421–430.
- Tangtham, N., Sutthipibul, V., 1989. Effects of diminishing forest area on rainfall amount and distribution in north-eastern Thailand. In: *Paper Presented at the FRIM–IHP–UNESCO Regional Seminar on Tropical Forest Hydrology*, Kuala Lumpur, Malaysia.
- Tennessee Valley Authority, 1961. Forest cover improvement influences upon hydrologic characteristics of White Hollow watershed, 1935–1958. Report No. 0-5163A. Tennessee Valley Authority, Knoxville, TN.
- Toky, O.P., Ramakrishnan, P.S., 1981. Run-off and infiltration losses related to shifting agriculture (Jhum) in north-eastern India. *Environ. Conserv.* 8, 313–321.
- Trimble, G.R., Reinhart, K.G., Webster, H.H., 1963. Cutting the forest to increase water yields. *J. For.* 61, 635–640.
- Trimble, S.W., Weirich, F.H., Hoag, B.L., 1987. Reforestation and the reduction of water yield on the southern Piedmont since circa 1940. *Water Resour. Res.* 23, 425–437.
- Uhl, C., Buschbacher, R., Serrão, E.A.S., 1988. Abandoned pastures in eastern Amazonia. I. Patterns of plant succession. *J. Ecol.* 76, 663–681.
- Valdiya, K.S., Bartarya, S.K., 1989. Diminishing discharges of mountain springs in a part of the Kumaun Himalaya. *Curr. Sci. (India)* 58, 417–426.
- Van der Linden, P., 1978. Contemporary soil erosion in the sanggreman river basin related to the quaternary landscape development. A pedogeomorphic and hydrogeomorphological case study in Middle Java, Indonesia. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam, Amsterdam, The Netherlands, p. 110.
- Van der Linden, P., 1979. Earth sciences in integrated rural development of upland areas in the Merawu and Urang river basins, Central Java, Indonesia. NUFFIC Earth Sciences Project, Yogyakarta, Indonesia, 36 pp.
- Van der Molen, M.K., 2002. Meteorological impacts of land use change in the maritime tropics. Ph.D. Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, p. 262.
- Van der Plas, M.C., Bruijnzeel, L.A., 1993. Impact of mechanized selective logging of rainforest on topsoil infiltrability in the Upper Segama area, Sabah, Malaysia. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 203–211.
- Van der Weert, R., 1994. *Hydrological Conditions in Indonesia*. Delft Hydraulics, Jakarta, Indonesia, p. 72.
- Van Dijk, A.I.J.M., 2002. Water and sediment dynamics in bench-terraced agricultural steepplands in West Java, Indonesia. Ph.D. Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, p. 363.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., 2001a. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. *J. Hydrol.* 247, 230–238.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., 2001b. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 2. Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *J. Hydrol.* 247, 239–262.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., 2003. Terrace erosion and sediment transport model: a new tool for soil conservation planning in bench-terraced steepplands. *Environ. Modell. Software* 18, 839–850.
- Van Dijk, J.W., Ehrencron, V.K.R., 1949. The different rate of erosion within two adjacent basins in Java. *Commun. Agric. Exp. Stat. Bogor* 84, 1–10.
- Van Noordwijk, M., Van Roode, M., McCallie, E.L., Lusiana, B., 1998. Erosion and sedimentation as multiscale, fractal processes: implications for models, experiments and the real world. In: *Penning*

- de Vries, F.W.T., Agus, F., Kerr, J. (Eds.), Soil Erosion at Multiple Scales. CABI Publishing, Wallingford, UK, pp. 223–253.
- Vandana, S., Bandyopadhyay, J., 1983. *Eucalyptus*—a disastrous tree for India. *Ecologist* 13, 184–187.
- Vertessy, R.A., Wilson, C.J., Silburn, D.M., Connolly, R.D., Ciesiolka, C.A., 1990. Predicting erosion hazard areas using digital terrain analysis. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 298–308.
- Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O’Shaughnessy, P.J., Jayasuriya, M.D.A., 1993. Predicting water yields from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrol.* 150, 665–700.
- Vertessy, R.A., Watson, F.G.R., O’Sullivan, S.K., Davis, S., Campbell, R., Benyon, R.G., Haydon, S.R., 1998. Predicting water yield from mountain ash forest catchments. Industry Report No. 98/4. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Clayton, Victoria, Australia.
- Vines, R.G., 1986. Rainfall patterns in India. *J. Climatol.* 6, 135–148.
- Viswanatham, N.K., Joshie, P., Ram Babu, 1982. Influence of forest on soil erosion control—Dehradun. Annual Report 1982. Central Soil and Water Conservation Research and Training Institute, Dehradun, India, pp. 40–43.
- Vogelmann, H.W., 1973. Fog precipitation in the cloud forests of eastern Mexico. *BioScience* 3, 96–100.
- Vörösmarty, C.J., Moore, B., 1991. Modelling basin-scale hydrology in support of physical climate and global biogeochemical studies: an example using the Zambezi River. *Surv. Geophys.* 12, 271–311.
- Vörösmarty, C.J., Moore, B., Grace, A., Peterson, B.J., Rastetter, E.B., Melillo, J., 1991. Distributed parameter models to analyse the impact of human disturbance on the surface hydrology of a large tropical river basin in southern Africa. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 201, 233–244.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.* 65, 209–237.
- Ward, R.C., Robinson, M., 1990. Principles of Hydrology, 2nd ed. McGraw-Hill, London, p. 365.
- Wasser, H.J., Harger, J.R.E., 1992. Several Environmental Factors Affecting the Rainfall in Indonesia. ROSTSEA/UNESCO, Jakarta, Indonesia, p. 22.
- Waterloo, M.J., Bruijnzeel, L.A., Vugts, H.F., Rawaqa, T.T., 1999. Evaporation from *Pinus caribaea* plantations on former grassland soils under maritime tropical conditions. *Water Resour. Res.* 35, 2133–2144.
- Watson, F.G., Vertessy, R.A., Grayson, R.B., 1999. Large-scale modelling of forest eco-hydrological processes and their long term effect on water yield. *Hydrol. Process.* 13, 689–700.
- Weaver, P.L., 1972. Cloud moisture interception in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. *Caribbean J. Sci.* 12, 129–144.
- Werner, W.L., 1988. Canopy dieback in the Upper Montane rain forests of Sri Lanka. *GeoJournal* 17, 245–248.
- White, S.M., 1990. The influence of tropical cyclones as soil eroding and sediment transporting events. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 192, 53–61.
- Whitmore, T.C., 1998. An Introduction to Tropical Rain Forests. Clarendon Press, Oxford, p. 226.
- Whitten, A.J., Soeriatmadja, R.E., Affif, S.A., 1996. The Ecology of Java. Periplus Editions, Hong Kong, p. 969.
- Wiersum, K.F., 1984. Surface erosion under various tropical agroforestry systems. In: O’Loughlin, C.L., Pearce, A.J. (Eds.), Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability. IUFRO, Vienna, pp. 231–239.
- Wiersum, K.F., 1985. Effects of various vegetation layers in an *Acacia auriculiformis* forest plantation on surface erosion in Java, Indonesia. In: El-Swaify, S.A., Moldenhauer, W.C., Lo, A. (Eds.), Soil Erosion and Conservation. Soil Conservation Society of America, Ankeny, IA, pp. 79–89.
- Wilk, J., Andersson, L., Plermkamon, V., 2001. Hydrological impacts of forest conversion to agriculture in a large river basin in northeast Thailand. *Hydrol. Process.* 15, 2729–2748.

- Winsemius, P., 1986. Gast in Eigen Huis. Beschouwingen over Milieumanagement (Guest in one's own house. Thoughts on environmental management). Samson H.D. Tjeenk Willink, Alphen aan den Rijn, The Netherlands, 227 pp. (in Dutch).
- Wopereis, M.C.S., 1993. Quantifying the impact of soil and climate variability on rainfed rice production. Ph.D. Thesis. Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, p. 188.
- World Meteorological Organization, 1988. The tropical ocean and atmosphere project. WMO Bull. 37, 99–104.
- Yasunari, T., 2002. The role of large-scale vegetation and land use in the water cycle and climate in monsoon Asia? In: Steffen, W., Jäger, J., Carson, D.J., Bradshaw, C. (Eds.), *Challenges of a Changing Earth*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1129–132.
- Young, A., 1989. *Agroforestry for Soil Conservation*. CABI Publishing, Wallingford, UK, p. 276.
- Zadroga, F., 1981. The hydrological importance of a montane cloud forest area of Costa Rica. In: Lal, R., Russell, E.W. (Eds.), *Hydrology and Tropical Agriculture*. Wiley, New York, pp. 59–73.
- Zahn, R., 1994. Fast flickers in the tropics. *Nature* 372, 621–622.
- Zeng, N., Neelin, J.D., Lau, K.M., Tucker, C.J., 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science* 286, 1537–1540.
- Zhang, R.F., 1990. The flood forecasting system for the three Gorges of the Yangtze River. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 197, 485–495.
- Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., 1997. Importance of rural roads as source areas for runoff in mountainous areas of northern Thailand. *J. Hydrol.* 196, 204–229.
- Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Vana, T.T., Nullett, M.A., Fox, J., Tran, D.V., Pitthong, J., Maxwell, J.F., Evett, S., 2004. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. *J. Hydrol* 287, 124–146.