

Los Bosques Tropicales y los Servicios Ambientales. Acaso los árboles impiden ver el Terreno?

L.A. (Sampurno) Bruijnzeel

Facultad de Hidrologia y las Ciencias de la Vida y la Tierra

Vrije Iniversiteit Amsterdam

De Boeleaan 1085-1087, 1081 HV Amsterdam, Holanda

Tel. +31 20 444 7249; fax +31206462457; e-mail: sampurno.bruijnzeel@geo.falw.vu.nl

RESUMEN

Este documento presenta una revisión del efecto que ejerce la presencia o ausencia de una buena cobertura boscosa sobre el clima de una región (precipitación), sobre el aporte hídrico tanto estacional como total (inundaciones y flujos básicos), así como su efecto sobre las diferentes formas de erosión y el aporte de sedimentos en condiciones del trópico húmedo en general, pero específicamente en el Sudeste Asiático. Se ha concluido que los efectos producidos por la destrucción o la conversión de los bosques sobre el régimen de lluvias serán menores que el promedio del 8% que había sido estimado en áreas donde el bosque ha sido convertido totalmente en pastos en el Sur-Este de Asia, debido a que las propiedades de radiación del bosque secundario alcanzan rápidamente las del bosque original. Adicionalmente en aquellas áreas donde prevalecen condiciones climáticas de tipo “marítimas” se puede esperar que los efectos de los cambios en la cobertura vegetal sobre el clima sean menos pronunciados que aquellos cambios de la temperatura de la superficie del mar. Anualmente el aporte total de agua desde una cuenca se incrementa de acuerdo con el porcentaje de biomasa forestal removida, obteniéndose el máximo rendimiento en el aporte hídrico cuando toda la biomasa forestal es removida. Las cantidades reales difieren de acuerdo con los sitios y las épocas del año, debido a las diferencias en precipitación y el grado de alteración de la superficie. En la medida que esta alteración sea limitada, la mayor parte del incremento anual en el aporte hídrico se presenta como flujo básico (flujos bajos), pero con frecuencia ocurre que las oportunidades para que la precipitación de infiltre en el suelo se reducen hasta el grado que las reservas en el agua freática tienen una recarga insuficiente durante la época de lluvias, produciéndose posteriormente una gran disminución de los caudales de las quebradas y ríos. A pesar que la reforestación y las medidas para la conservación de los suelos son capaces de reducir los incrementos de los flujos rápidos (durante los eventos de precipitación) asociados con la degradación de los suelos, no existen casos bien documentados en los cuales estas medidas hayan producido igualmente un incremento en los flujos básicos. Esto refleja, hasta cierto punto, el mayor consumo de agua por el bosque en crecimiento o recién plantado, aun cuando no se puede generalizar, debido a que el almacenamiento de agua en el suelo puede haberse reducido considerablemente como resultado de la erosión del suelo después de la tala del bosque original, para que cualquier acción remediadora pueda tener efectos positivos. Generalmente una buena cobertura vegetal es capaz de prevenir la erosión superficial y en aquellos casos donde esta cobertura esta bien desarrollada, se puede evitar igualmente los

deslizamientos, pero aquellas remociones en masa (mayor de 3 m de profundidad) están determinadas más bien por los factores geológicos y climáticos que por la vegetación misma. Una revisión de más de 60 estudios relacionados con el aporte de sedimentos de cuencas en el Suroeste de Asia puso en claro los efectos considerables causados por la alteración del bosque primario como son la extracción selectiva de los árboles maderables y la tala del bosque para su conversión en campos agrícolas o plantaciones vegetales y sobre todo para la urbanización, la minería y la construcción de vías de comunicación. El problema de los flujos bajos en cuencas hidrográficas ha sido identificado como el más importante, el cual requiere ser investigado, conjuntamente con la evaluación del tiempo que transcurre entre la toma de las medidas necesarias para la conservación de los suelos en las partes altas de las cuencas y cualquier cambio que resulte en el aumento de la producción de sedimentos en la medida que se aumenta la distancia hacia las partes bajas de la cuenca.

Se recomienda continuar dichos trabajos de investigación dentro del marco del enfoque tradicional de cuencas pareadas, complementados con técnicas de medición orientadas a la investigación de los procesos. Finalmente se deberá prestar una mayor atención a los principales controles geológicos sobre el comportamiento hidrológico de las cuencas, al analizar los efectos del cambio del uso del suelo sobre los flujos básicos (bajos) o la producción de sedimentos.

Palabras claves: Clima, deforestación, erosión, régimen de flujos de caudal, trópico húmedo, hidrología, reforestación, aporte de sedimentos, hidrógramas, producción de agua, manejo de cuencas hidrográficas.

Introducción

En su trabajo a manera de prólogo a ésta edición especial, Tomich et al. (en este volumen) describieron el llamado “Ciclo de la edición ambiental” el cual consiste de siete etapas consecutivas (Winsemius, 1986). En las tres primeras etapas existe un mayor interés y una aceptación general por parte del público de la seriedad del problema ambiental, así como una coacción creciente para que se tomen algunas acciones por las autoridades responsables. Dado que esto puede poner en duda la efectividad de las políticas gubernamentales existentes sobre el problema, lo anterior generalmente esta seguido de un debate sobre la validez de las evidencias disponibles de causas y efectos. Una vez que se haya establecido una cadena de causa y efecto con ambigüedad en la etapa 4, se podrán considerar algunas opciones para resolver el problema, las cuales se deberán negociar e implementar durante las tres etapas restantes. Por supuesto que la segunda parte del ciclo del problema ambiental se apoya sobre un resultado decisivo de dicho debate. Sin embargo es muy posible que el proceso quede estancado debido a vacíos percibidos en el entendimiento del problema o la cuantificación de su impacto. Esta situación es aprovechada por grupos con diferentes intereses para aplicar selectivamente las evidencias y proponer una posición que favorezca a sus propios intereses (Tomich et al., en este volumen). Los impactos ambientales causados por la tala de los bosques tropicales y su conversión en otros usos del suelo, especialmente el efecto sobre los caudales básicos, representan un ejemplo en el cual se expresan puntos de vista de aparente exclusión mutua no solo por grupos que tienen diferentes intereses sino también por diferentes representantes de la comunidad científica. El punto de vista “tradicional” se ve aptamente resumido en la siguiente cita de Valdiya y Bhartarya (1989) en relación con las condiciones ambientales predominantes en los Himalayas de Kumaun en la parte norte de la India:

“El cada vez mayor uso de recursos naturales ocasiona un efecto evidente sobre la calidad de vida de la gente de la región. Los manantiales se están secando o tornando estacionales y la diferencia entre la cantidad de los caudales de los ríos durante los periodos secos y húmedos, presenta una relación generalmente mayor a 1000, lo que resulta en el síndrome de poca o demasiada agua, una característica común de un país desértico. La evaporación desde el suelo es muy alta en las laderas sin árboles, las cuales empiezan a mostrar colonización de vegetación xerófitica (cactáceas). Estas características pueden describirse como presagios del asalto de la desertificación”.

Estos autores agregan además que:

Es razonable atribuir los cambios en las condiciones climáticas, como el reflejo en la disminución de las precipitaciones y la deficiencia de humedad en el suelo, hasta el punto de su degradación - diezmado en algunos sitios - del bosque. Es bien conocido que los bosques tienen una gran influencia sobre la lluvia”.

De igual manera existe una creencia generalizada de que la tala de los bosques en las partes altas de las cuencas hidrográficas es la causa principal de las inundaciones en las partes planas, y que dichos daños pueden ser eliminados mediante la reforestación en gran escala.

Por ejemplo, citando a Sharp y Sharp (1982): “La deforestación ha sido reconocida oficialmente como la causa de las severas inundaciones del Yangtzé en Julio del 1981 en China. Pronunciamientos similares aparecieron después de las inundaciones devastadoras de 1998 en la misma región. Un concepto central en la percepción “tradicional” del papel de los bosques es el efecto “esponja” de las raíces de los árboles, la hojarasca o el horizonte orgánico y el suelo mineral. Incluso se ha llegado a asegurar que las raíces (sic!) absorben agua durante el periodo de lluvias y la liberan lentamente durante la época de secas para mantener los reservorios de agua (Spears, 1982; Myers, 1983). Según esta óptica, se espera que al plantar árboles en las áreas deforestadas se asegurará la restauración de los arroyos y ríos (Eckholm, 1976; Sharp y Sharp, 1982; Nootboom, 1987; Bartarya, 1989).

El pensamiento tradicional en cuanto al papel hidrológico del bosque fue impugnado al principio de la década de los 80's, cuando L. S. Hamilton y otros empezaron a cuestionar la validez de algunas de las hipótesis fundamentales¹. En un artículo clásico que pudiera considerarse como el inicio de un nuevo y más “científico” enfoque del funcionamiento del bosque tropical, Hamilton y King (1983) consideraron que “las raíces pudieran considerarse mas como un instrumento de bombeo que como esponjas” y que “las raíces ciertamente no liberan agua en épocas secas sino que antes bien la absorben del suelo para que los árboles puedan transpirar y crecer”. De igual manera, consideraron que “las mayores inundaciones ocurren debido a que cae demasiada lluvia en un tiempo demasiado breve o demasiado prolongado. De cualquier modo, la precipitación excede la capacidad del suelo para almacenar esta agua y la de los canales de los sistemas fluviales para canalizarla”.

Debido a la falta de una buena evidencia proveniente de los trópicos en ese lapso, muchas de las aseveraciones de Hamilton tuvieron que basarse en los resultados de las investigaciones efectuadas en las zonas templadas (especialmente EE.UU., Nueva Zelanda, Australia y Sudáfrica), así como de su juicio profesional. De cualquier manera, sus argumentos fueron confirmados posteriormente por una serie de revisiones profundas de distintos aspectos de la literatura tropical efectuados por éste autor (Bruijnzeel, 1986, 1989, 1990, 1992, 1997, 1998, 2002a; Bruijnzeel y Proctor, 1995; Bruijnzeel y Veneklaas, 1998). Las revisiones iniciales efectuadas por Hamilton y King (1983) y Bruijnzeel (1986) fueron criticadas a su tiempo por algunos autores quienes temían que dichos argumentos llevarían a “entregarse al enemigo” (Smiet, 1987; Nootboom, 1987). Sin embargo, como lo señaló

¹ Hace aproximadamente unos 70 años se libró una gran polémica sobre el papel hidrológico de los bosques teniendo como palestra la revista de ciencia forestal de las antiguas Indias Orientales Holandesas (Tectona). Los protagonistas de la teoría de la “esponja” (Setup 1927; Oosterling 1927) se opusieron vigorosamente a la “teoría infiltrativa” (que enunciaba que el flujo base es manejado predominantemente por el substrato geológico en vez de la presencia o ausencia de una cubierta boscosa; Roessel 1927, 1928, 1939abc; Zwart 1927). Otros (De Haan 1933; Coster 1938; Heringa 1939) sumieron una posición intermedia, subrayando la influencia positiva de los bosques con respecto a la prevención de la erosión del suelo y las inundaciones en lugar de los flujos de épocas de secas (véase Chin A Tam, 1993) para los abstractos en idioma Inglés de estas publicaciones originalmente escritas en idioma Holandés). En 1931 se llevo a cabo un experimento de cuencas de captación pareadas en Java Occidental con el fin de estudiar los efectos a largo plazo que produce la tala de los bosques y su reemplazo por cultivos sobre los flujos de agua y la producción de sedimentos, y así saldar el debate (De Haan 1933) pero la mayor parte de los resultados se perdieron durante la 2ª Guerra Mundial. Este episodio sirve para ilustrar como el “ciclo del problema ambiental” pudiera permanecer empantanado en la fase de debate durante muchos años.

Hamilton (1987b) los “atacantes” del punto de vista tradicional meramente buscaban mayor precisión y realismo. Irónicamente, y quizá en parte como resultado del estilo provocador empleado por los preconizadores del nuevo pensamiento, aparentemente existe hoy día una tendencia creciente a resaltar los aspectos más “negativos” de los bosques, tales como su mayor consumo de agua y su incapacidad para evitar inundaciones extremas, en lugar de destacar sus valores protectores (calidad incrementada del agua, moderación de la mayor parte de los flujos pico, fijación del carbono) (Forsyth, 1996; Calder, 1999, 2002; cf. Van Noordwijk et al., en éste volumen; Forsyth, en este volumen). Tal y como lo discutiremos con mayor detalle en la parte sobre flujos durante los eventos de precipitación e inundaciones, es importante distinguir entre los efectos de la cobertura vegetal (“vegetación”) de por sí y los de la capacidad del suelo para almacenar agua.

El propósito de este trabajo es el de efectuar una revisión de la evidencia disponible en cuanto a la influencia de la presencia o ausencia de una buena cobertura boscosa sobre la precipitación, los caudales totales y su distribución (flujos rápidos o hidrógramas y flujos básicos), así como sobre la erosión y producción de sedimentos en cuencas del trópico húmedo. A pesar de que la información citada se apoya en gran parte sobre dos revisiones anteriores de la literatura hechas por el autor (Bruijnzeel, 1993, 1996), se ha hecho un esfuerzo para actualizar estas publicaciones y para destacar los aspectos geológicos y de suelos. Adicionalmente, se pone especial atención en la región del Sudeste asiático, estando a tono con el enfoque regional del taller Chiangmai y para responder a algunas (aunque no todas) las interrogantes planteadas por Tomich et al. en su trabajo de introducción de este volumen. El trabajo concluye con varias sugerencias relacionadas con lo que el autor percibe son las necesidades de investigación más urgentes con respecto al papel hidrológico desempeñado por los bosques del Sudeste de Asia y en otras partes del trópico húmedo.

Los bosques tropicales y la precipitación

A pesar de que los bosques presentan una mayor evapotranspiración y resistencia aerodinámica comparados con los pastizales y los cultivos, lo cual produce incrementos en la humedad atmosférica y convergencia de la humedad misma y por lo tanto mayores probabilidades de formación de nubes y generación de precipitación (André et al., 1989; Pielke et al., 1998), los primeros revisores del tema de los bosques y la lluvia concluyeron de que no había un efecto significativo. Todas las observaciones sobre incrementos de precipitación en áreas boscosas fueron atribuidas ya sea al efecto orográfico (los bosques se encuentran en altiplanos o montañas donde existen mayores probabilidades de formación de nubes y su posterior condensación sencillamente debidas al enfriamiento del aire con el incremento de la altura) o a las diferencias en la exposición al viento de los pluviómetros y a la precipitación (en pequeñas áreas despejadas del bosque Vs. terreno abierto) (ej. Penman, 1963; Pereira, 1989).

Esta discusión se complica más por el hecho de que las lluvias del trópico son notoriamente variables tanto en tiempo como en el espacio (Nieuwolt, 1977; Manton y Bonell, 1993). Adicionalmente, ocurren patrones cíclicos irregulares tales como la Oscilación Quasi-Bienal (QBO) y la Oscilación Meridional El Niño (ENSO), las cuales poseen ciclos de 2 a 2.5 años (Parthasarathy y Dhar, 1976; Lhommé, 1981) y cada 3 a 8

años (Organización Meteorológica Mundial, 1988), respectivamente. Aún más, en una escala de tiempo mayor, se ha sugerido que los patrones cíclicos de lluvia de aproximadamente 10, 21 y 32 años se relacionan con variaciones en la actividad de las manchas solares sencillas, dobles y triples respectivamente (Vines, 1986). Recientemente, se identificó la variabilidad en el transporte de calor trans-ecuatorial por las corrientes marítimas superficiales como el factor principal que contribuye a la inestabilidad temporal de los sistemas monzónicos (Zahn, 1994). Es obvio entonces que en cuanto siga limitado nuestro entendimiento de las complejas interacciones entre los factores que influyen las variaciones climáticas naturales, será muy difícil, si no imposible, separar los impactos causados por el hombre sobre el clima (“por la deforestación”) de la variabilidad natural (Mahé y Citeau, 1993; Street-Perrott, 1994). Afortunadamente en los últimos años se han hecho considerables progresos en este sentido mediante la utilización de modelos de circulación atmosférica.

Shukla (1998) demostró que las vías de flujo atmosférico tropical y la precipitación, especialmente sobre el mar abierto y en los trópicos más “marítimos” están tan fuertemente determinadas por la temperatura de la superficie del mar subyacente (SST) y que estos muestran poca sensibilidad a los cambios en las condiciones iniciales de la atmósfera (ya sea húmeda o seca). Posteriormente Shukla (1998) presentó una hipótesis sobre la dependencia latitudinal de la fuerza rotacional terrestre y el calentamiento solar en conjunto producían la estructura única del campo del movimiento tropical a gran escala, de tal manera que en una condición limitante dada de SST la atmósfera queda estable con respecto a cambios internos. Como resultado de ello, hoy en día es bastante posible, un vez que haya iniciado un evento ENSO, predecir su crecimiento y maduración para los siguientes 6 a 9 meses (Shukla, 1998). Además, las simulaciones a escala global de Koster et al. (2000) demostraron que los procesos terrestres y oceánicos tienen diferentes áreas de dominio en el mundo. La aplicación de las variaciones en precipitación mediante la interacción tierra-atmósfera parecen ser más importantes fuera de las regiones (tropicales) mayormente afectadas por la SST. Dicho en otras palabras, es de esperarse que el impacto de la cobertura vegetal sobre la precipitación sea despreciable en aquellas regiones con gran contribución oceánica, tales como el Sudeste de Asia y el Pacífico, África Occidental, el lado caribeño de América Central y el Noroeste de América del Sur (Koster et al., 2000).

Generalmente se usan dos enfoques básicos para el estudio de los efectos de los cambios en la cobertura vegetal sobre la precipitación: (i) análisis de tendencias de los registros de precipitación a largo plazo en combinación con información sobre los cambios en el uso del suelo, y (ii) la simulación de los climas regionales (o globales). No es de extrañar que los modelos de simulación han aumentado en los últimos años, y tal y como se deja entrever en los párrafos anteriores, éstos han contribuido a un entendimiento mejorado de los factores y mecanismos respectivos. A continuación se presenta un resumen de los resultados obtenidos en cada uno de los dos planteamientos anteriores.

Análisis de series de tiempo

En la literatura abundan las pruebas circunstanciales de disminución de las precipitaciones (al menos temporalmente) en estaciones individuales o agrupadas de los trópicos (véase revisión por Meher Homji, 1989). Aunque dichos reportes frecuentemente culpan la

“deforestación” (ej. Valdiya y Bartarya, 1989), rara vez han tomado en cuenta los patrones climáticos en gran escala (incluyendo eventos ENSO) o las ya mencionadas fluctuaciones cíclicas, ni han aplicado técnicas estadísticas rigurosas. Aquellos investigadores que sí las aplicaron generalmente encontraron que las tendencias eran inexistentes o insignificantes, o en el mejor de los casos sólo débilmente significantes (ej. Mooley y Parthasarathy, 1983) en datos de 306 de estaciones entre 1871 y 1980 en la India; Fleming (1986), en 10 estaciones con registros de hasta 95 años en Costa Rica; Ojo (1987), en datos de 60 estaciones de Africa Occidental tomados entre 1910 y 1985. Tangtham y Sutthipibul (1989) reportaron una correlación negativa significativa entre los promedios de 10 años de precipitación anual y la superficie boscosa remanente en el Norte de Tailandia para el periodo 1951-1984, mientras que se encontró una correlación positiva entre el área boscosa y el número de días con lluvia. Sin embargo los autores señalan que el efecto de la deforestación, si es que lo hay, aún se encontraba dentro de una desviación estándar de la media de las series de tiempo respectivas. Ciertamente, Wilk et al. (2001) fueron incapaces de detectar ningún cambio generalizado en los totales de precipitación o en sus patrones en la cuenca Nam Pong de 12,100 km² ubicada en el Noreste de Tailandia en el periodo comprendido entre 1957 y 1995, a pesar de una reducción en el área clasificada como bosque del 80% al 27% durante las últimas 3 décadas. Igualmente a una escala mayor Costa et al. (en prensa) no encontraron ningún efecto sobre los totales de precipitación o su distribución después de la conversión de vegetación *cerrada* (arbustos y árboles aislados) a pastizales en más del 19% (c. 33,000 km²) de la cuenca del río Tocantins en el sub-húmedo (1600 mm por año) Brasil centro-oriental.

Varios autores han notado que las condiciones de sequía en África Occidental fueron especialmente persistentes en la mitad de los años 60 y al principio de los 90 y después de dichos periodos se incrementaron las lluvias nuevamente (Oyo, 1987; Mann, 1989; Adejuwon et al., 1990; Olivry et al., 1993; Zeng et al., 1999). Aunque algunos han culpado a la “deforestación” (ej. Mann, 1989) los trabajos de Mahé y Citeau (1993) han mostrado que este periodo de sequía persistente coincidió con la ocurrencia de anomalías SST sobre el Océano Atlántico. También se apreció una fuerte influencia oceánica sobre la precipitación Saheliana durante ejercicios de modelos atmosféricos globales (Koster et al., 2000) y regionales (Dolman et al., en prensa). Sin embargo, a pesar de que la incorporación de características de la superficie terrestre (albedo, estado de humedad del suelo) en un modelo de circulación atmósfera-oceano no mejoró la correlación entre la variabilidad pluvial año- año predicha y la observada, sí se obtuvo mejoría substancial para la variabilidad pluvial inter-décadal (>de 10 años) (Zeng et al. 1999; Fig. 1). Zeng et al. (1999) atribuyeron la falta de influencia ejercida por las interacciones terreno-superficie a corto plazo a la existencia de un intervalo de retardación de fase entre la ocurrencia de la lluvia y el ajuste (recuperación) de la vegetación.

INSERTE FIG. 1 AQUÍ

A pesar del problema de la variabilidad interanual, las pruebas de tendencias persistentes de la cantidad total de precipitación o la intensidad de la época de seca, o ambas, se están acumulando en diversas partes de Asia. Por ejemplo, Wasser y Harger (1992) reportaron que la duración promedio del periodo seco en cinco estaciones urbanas en Java se habían incrementado de 4.4 meses al inicio del siglo XX a 5.4 meses en 1991. La pendiente de la

curva en esta tendencia discrepa de cero a un nivel de significancia del 1%. Inteligentemente los autores no manejaron la cuestión de que si la tendencia inferida hacia la aridez incrementada se relacionaba con los cambios en el uso del suelo (tales como la urbanización gradual de la isla; Whitten et al., 1996). Sin embargo si notaron que los años de sequía que precedieron 1970 no siempre estuvieron relacionados con eventos ENSO, mientras que las siete sequías que ocurrieron entre 1970 y 1991 sí lo estuvieron. Aunque esto pudiera sugerir una causa más bien externa que “local” (cf. Shukla, 1998; Koster et al., 2000), la riqueza de información climática del archipiélago Indonesio (más de 4450 estaciones pluviométricas en 1941 vs. 2900 en 1988, con muchos registros que abarcan más de 120 años, sobre todo en Java; Berlage, 1949; Van der Weert, 1994) invitan a un análisis más profundo de los registros pluviales y de los cambios en la cobertura vegetal. Empero, recordando las conclusiones de Shukla (1998) y Koster et al. (2000) que bajo condiciones tropicales “marítimas” predominantes en Indonesia, las influencias oceánicas son proclives a dominar la variabilidad de las lluvias, se pensaría que una combinación de análisis de las series de tiempo sobre cobertura vegetal y la modelación atmosférica en meso-escala daría el avance más prometedor. Se ha descrito otra tendencia negativa a largo plazo para la precipitación (de aproximadamente 5.5 mm por año, como promedio desde finales del siglo XIX) para el altiplano del Sur de Sri Lanka por Madduma Bandara y Kuruppuarachchi (1988). Aunque esta área experimentó una conversión substancial de bosques de montaña en plantaciones de té, queda por verse si la disminución asociada en la evapotranspiración (que promete ser modesta- véase sección sobre rendimiento total de agua) sobre un área tan limitada (< de 500 Km²) sería suficiente para afectar la precipitación regional. De manera alternativa, el cambio en precipitación pudiera relacionarse con un cambio en la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical (línea de máxima depresión ecuatorial) sobre Sri Lanka, reflejando cambios de mayor escala en la circulación atmosférica (Arulanantham, 1982). Se requiere una mayor investigación mediante el empleo útil de un modelo de circulación atmosférica.

Estudios de simulación

En vista del visible papel que juegan los bosques amazónicos para la regulación del clima regional (Salati y Vose, 1984) se han llevado a cabo un creciente número de simulaciones cada vez más sofisticadas a partir del mediado de los años 1970 para evaluar las consecuencias climáticas de una conversión a gran escala de bosque a pastizal. Los resultados de estos esfuerzos respectivos (revisados por Henderson-Sellers et al., 1993; McGuffie et al., 1995; Lean et al., 1996; Costa (en prensa) varían considerablemente, dependiendo entre otras cosas, del esquema utilizado para la parametrización de la superficie terrestre. Sin embargo, mientras que la magnitud de los cambios predichos en la temperatura de la superficie, la evaporación y la precipitación tras la conversión del bosque pudieran diferir entre las diferentes simulaciones, existe un consenso cada vez mayor de que las temperaturas se incrementarán en tanto que la evaporación y la precipitación se reducirán (Henderson-Sellers et al., 1993; McGuffie et al., 1995). Tales hallazgos son el reflejo de un uso menor del agua y la menor resistencia aerodinámica de los pastos comparada con la del bosque, y por lo tanto el grado de convergencia de la humedad atmosférica y la turbulencia que, ultimadamente, afectan la formación de nubes y la generación de lluvia (Pielke et al., 1998). Por otra parte, tal y como lo señalaron Eltahir y Bras (1993) y Costa (en prensa), existe menos acuerdo para los cambios predichos en

cuanto a escurrimientos (deducidos de la diferencia entre el cambio en precipitación menos el cambio en evaporación).

Algunos modelos han vaticinado un incremento en escurrimientos mientras que otros predicen una reducción. Curiosamente, como lo nota Bruijnzeel (1996) la magnitud de los cambios predichos para la precipitación etc. Parece disminuir conforme los modelos se hacen más refinados y se mejora la parametrización de la superficie. Una de las simulaciones más sofisticadas (Lean et al., 1996) obtuvo un incremento promedio de la temperatura de 2.3°C y una reducción en la precipitación anual del orden del 7% (0.43 mm al día o aprox. 150 mm al año). Contrariamente, los incrementos en precipitación fueron vaticinados para las partes exteriores de la cuenca (Colombia, Ecuador y Perú), y en menor grado para el borde del Sur (cf. Chu et al., 1994). Sin embargo cabe destacarse que este ejercicio de modelo involucró una reducción de cinco veces en la capacidad de infiltración de suelos una vez se convirtieron los bosques en pastizales. Esto dio como resultado un fuerte incremento en la producción de escurrimientos superficiales y por lo tanto una disminución en las reservas hidrológicas del suelo que a su vez limitan la captación de agua de los pastizales. Cuando se mantuvo la capacidad de infiltración del suelo al nivel inicial, el modelo produjo una reducción algo menor en la precipitación (0.3 mm día o aprox. 110 mm al año; Lean et al., 1996). Tales reducciones comparativamente pequeñas en la precipitación después de la conversión aparentemente desafían la creencia ampliamente aceptada de que hasta el 50% de la precipitación que cae sobre la Amazonia es generada por la selva misma (Salati y Vose, 1984), quizá porque históricamente se ha sobrestimado el grado al cual la cuenca amazónica representa un sistema cerrado (Elthir y Bras, 1994).

Dirmeyer y Shukla (1994) demostraron que las disminuciones significativas en la precipitación predichas en la mayoría de las simulaciones de deforestación amazónica se sustentaron fuertemente sobre el cambio de la energía reflejada de la radiación de onda corta (albedo) al pasar de bosque a pastos. Los cambios de albedo de +0.08 se han usado típicamente en estos experimentos, sin embargo el albedo presente en las áreas deforestadas preexistentes en la Amazonia ha sido demostrado ser de sólo un 0.03-0.04 más alto que el del bosque primario, principalmente porque la vegetación secundaria, mas que los pastos tiende a ser la cobertura vegetal dominante. En realidad, los cambios en la temperatura, la evaporación y la precipitación serán menores que los vaticinados en los casos extremos representado por las simulaciones (Giambelluca, 1996; Sommer et al., 2002; cf Costa et al., en prensa). Asimismo, Bonell y Balek (1993) hicieron la observación pertinente que no se ha dado la atención suficiente a la adecuada parametrización de los flujos laterales de la superficie y los aspectos hidrológicos del suelo (incluyendo el aporte de aguas de las cuencas; cf. Van Noordwijk et al., en este volumen). En efecto, el hecho de que Lean et al. (1996) se hayan sorprendido al encontrar que los cambios en su evaporación simulada y sus cifras de precipitación simulada estaban fuertemente influenciadas por el valor empleado par calcular la capacidad de infiltración del suelo del pastizal, lo que indica la necesidad de que hidrólogos orientados a los procesos de las cuencas y los modeladores del clima trabajen en conjunto de una manera más cercana (cf. Némec, 1994; Bonell, 1998). También sugiere que los resultados de modelos a futuro pudieran diferir de los obtenidos con la presente generación de modelos.

Sin embargo, a pesar de estas advertencias existe razón para preocuparse. Recientemente se presentaron pruebas de observación (en contraposición con las pruebas puramente basadas en modelos) de que la conversión de los bosques en áreas entre 1,000 y 10,000 km² produce una causa-efecto en el ritmo y la distribución espacial de las nubes. Por ejemplo, Cutrim et al. (1995) documentaron como el desarrollo de nubosidades ocurrió en la tarde de un día sobre las áreas deforestadas del Sudoeste de la Amazonia. De manera similar, utilizando imágenes de satélite, Lawton et al. (2001) demostraron una reducción importante en la formación de nubes sobre las partes deforestadas de la planicie costera del Atlántico en el Norte de Costa Rica durante la época seca. Más al Norte, en Nicaragua donde aún existe una buena cobertura forestal, no se observó tal reducción. Lawton et al. (2001) atribuyeron este contraste a diferencias en la partición de la energía entre los bosques y el pasto y pudieron reproducir sus observaciones usando (una aplicación más o menos revertida) del modelo de circulación atmosférica RAMS de mesoescala (Pielke et al., 1992). A pesar de ello, no solamente Lawton y colaboradores tuvieron que usar valores de parámetros derivados para los pastizales y bosques de la Amazonia central, sino que asimismo aplicaron un contraste bastante arbitrario en el contenido de agua en el subsuelo bajo la selva y los pastizales (de hecho mucho más elevado bajo la selva). En términos generales, se debe tener cautela al interpretar los resultados obtenidos con modelos no calibrados en cuanto a la superficie terrestre o valores de parámetros obtenidos en ubicaciones que presentan condiciones contrastantes climatológicas y de suelos (Dolman et al., en prensa). Un hallazgo reciente muy interesante que pudiera ofrecer un explicación potencialmente alternativa para la formación reducida de nubes por encima de las áreas deforestadas es la que los aerosoles biogénicos producidas por grandes áreas selváticas o boscosas aparentemente juegan un papel importante como núcleos de condensación nubosa durante la convección (Roberts et al., 2001; Silva Dias et al., en prensa).

En contraste con el uso de valores de los parámetros derivados para bosques y pastizales amazónicos, Van der Molen (2002) realizó mediciones micro-meteorológicas detalladas por encima de un bosque costero de tierra húmeda y sobre un pastizal bien irrigado en la planicie costera del Norte de Puerto Rico para estudiar los efectos climáticos de la conversión de los bosques. La evaporación proveniente del bosque fue 14% menor que la del pastizal, mientras que el flujo sensible de calor (calentamiento del aire suprayacente) fue del doble. Estos hallazgos difieren considerablemente de los resultados obtenidos para la Amazonia, citados anteriormente (Lean et al., 1996), posiblemente debido a la presencia de aguas freáticas salobres bajo el bosque puertorriqueño. Posteriormente Van der Moelen utilizó sus mediciones para calibrar el modelo de superficie terrestre dentro de RAMS y mediante una disposición tridimensional del modelo para investigar el efecto de una conversión completa de bosque de tierras húmedas de la planicie costera a pastizal sobre la formación nubosa en los montes adyacentes a las montañas de Luquillo. La separación de la energía por encima del bosque original produjo un capa limítrofe más tibia y menos húmeda, y debido a este mayor contraste térmico entre el mar y la tierra, la brisa marítima fue más fuerte que en el caso del pastizal. Las corrientes asociadas ascendentes de mayor intensidad mostraron tendencia a elevar la humedad a alturas mayores, incrementando la posibilidad de generar nubosidades. Tras la conversión a pastizal se vio disminuido el efecto de la brisa marítima. Curiosamente, seis de ocho estaciones pluviométricas en las tierras bajas puertorriqueñas mostraron una tendencia significativamente negativa en precipitaciones a largo plazo (Van der Molen, 2002). Dolman et al. (en prensa) sugieren

que un escenario similar pudiera aplicarse al caso Costa Rica ya descrito y de esa manera ofrecer una explicación alternativa para el incremento observado en la cubierta nubosa por encima de los bosques de tierras bajas. Sin embargo esto es menos probable debido a la ausencia de agua salobre en el subsuelo en toda el área estudiada por Lawton et al. (2001) exceptuando una angosta franja costera de relativo bajo relieve. De hecho, Noteboom (1987) describió como el ciclo diurno de brisa terrestre y marina aparentaba intensificarse tras el reemplazo en gran escala de los bosques de tierras bajas por pastos *imperata* en el sureste de Kalimantan.

Estos ejemplos permiten ilustrar la influencia que tiene la cobertura terrestre sobre los procesos atmosféricos tales como formación nubosa y posiblemente la precipitación en la mesoescala, vista bajo condiciones más “marítimas” como en Puerto Rico y la parte oriental de Costa Rica. Estos hallazgos se contraponen con los postulados de Shukla (1998) y Koster et al. (2000) en el sentido que el SST es el factor causal dominante bajo dichas condiciones. Las conversiones a mayor escala ($>100,000 \text{ km}^2$, $>1,000,000 \text{ km}^2$) pudieran causar cambios aún más pronunciados en la circulación atmosférica al grado de llegar a afectar los patrones de precipitación aún bajo condiciones climáticas más continentales, como las de la Amazonia. En una reciente simulación “interactiva” (es decir siguiendo la retroalimentaciones de circulación atmosférica) del impacto hidrológico causado por la conversión a gran escala de la selva Amazónica a pastizal, Costa y Foley (2000) demostraron como la inclusión de tal retroalimentación resultó en la predicción de mayores descensos en la evapotranspiración y especialmente la precipitación que en el caso sin retroalimentaciones. Como resultado, los escurrimientos cambiaron de un incremento vaticinado de 0.5 mm día (sin retroalimentación) a una disminución de 0.1 mm día. Pareciera entonces, que el incremento normalmente observado en los totales de flujos de corriente tras el desmonte del bosque a escala local (véase adelante el apartado sobre producción de agua) pudiera ser moderado y frecuentemente invertido a la mayor escala debido a la reducción concomitante en precipitación inducida por la retroalimentación de la circulación atmosférica (Costa, en prensa)

A pesar de que algunas de las simulaciones de los efectos creados por la deforestación a gran escala (conversión a pastizal) sobre el clima han incluido África o el Sudeste Asiático (Polcher y Laval, 1994; Henderson-Sellers et al., 1996), las parametrizaciones utilizadas en estas simulaciones también se apoyaron fuertemente en datos colectados en la Amazonia central. Una vez más, los efectos predichos auguran ser (mucho?) menos severos que la reducción en precipitación de 8% obtenida por Henderson-Sellers en 1996 para el sudeste Asiático, porque los ajustes actuales de los parámetros representativos de los tipos de vegetación secundaria que reemplazan el bosque se asemejan mucho más a los del bosque primario que en el ejemplo más extremo del pastizal utilizado en la simulación (Giambelluca et al., 1996, 1999). Sin embargo existen indicaciones que tanto la evapotranspiración del bosque como la intercepción de la precipitación bajo las condiciones más “marítimas” que prevalecen en la región pudieran ser mayores que aquéllas determinadas en la Amazonia central (Schellekens et al., 2000). Sobra decir que esto pudiera tener ramificaciones importantes para el resultado de los estudios de simulación que tratan con los efectos climáticos del cambio en la cobertura vegetal. Se requieren mayores investigaciones sobre el tema para aclarar dichos efectos.

Los Bosques nubosos en montañas del trópico

A pesar de que los bosques quizá no puedan determinar directamente las cantidades de precipitación que reciben cuando se encuentran diseminados de área limitada, existen ubicaciones específicas tales como las franjas nubosas tanto costeras como de montañas donde la presencia de una vegetación alta pueda incrementar la cantidad de agua que llega a la superficie del suelo en forma de goteo desde el dosel. Esto se lleva a cabo mediante el proceso de intercepción de la niebla o las nubes, o sea la captura de la humedad atmosférica por el dosel de estos “bosques nubosos” cuando se encuentran en el camino de corrientes mas o menos persistentes de aire cargado de niebla o nubes (Zadroga, 1981). Las contribuciones efectuadas por la intercepción del agua de la niebla generalmente están en el orden del 5 al 20% de la precipitación normal en los sitios tropicales húmedos (Bruijnzeel y Proctor, 1995; Bruijnzeel, 2002a) pero pudieran ser mucho mayores (>1000 mm/año) en ciertas ubicaciones particularmente expuestas (Stadtmüller y Agudelo, 1990) aunque no siempre es seguro hasta qué grado estos valores elevados incluyen las lluvias que son transportadas por el viento (Cavalier et al., 1996; Clark et al., 1998). Los valores relativos de la intercepción de la niebla pudieran exceder asimismo las precipitaciones durante la época “seca” en climas donde se marcan más las estaciones (Vogelmann, 1973; Cavalier y Goldstein, 1989; Brown et al., 1996).

Los bosques nubosos parecen ser especialmente vulnerables al calentamiento global debido a que frecuentemente se presentan en las cordilleras expuestas y las cimas montañosas con suelos poco profundos y con capacidad limitada de almacenamiento de agua (Stadtmüller, 1987; Werner, 1988). Recientemente Pounds et al. (1999) reportaron como con tan solo una pequeña disminución en el número de días sin precipitación medible (tomando como índice la frecuencia de niebla) tuvo un efecto importante sobre el tamaño y la composición de las poblaciones de ranas y lagartijas en un bosque nuboso (a sotavento) de Costa Rica. Las disminuciones más dramáticas en la cifra poblacional con tendencia generalizada a la baja ocurrieron durante los años en que se comprobó un SST incrementado en el Océano Pacífico con una supuesta disminución en la incidencia de niebla (Pounds et al., 1999). Dichos hallazgos ilustran el fuerte nexo entre la hidro-meteorología forestal y la biodiversidad bajo las condiciones climáticas extremas predominantes en las fajas nubosas de las montañas húmedas tropicales (cf. Bruijnzeel y Veneklaas, 1998). Otro dato que apoya este punto tiene que ver con la disminución de la cobertura de cúmulos durante la época seca sobre las áreas deforestadas en el noreste de Costa Rica a los que se aludió anteriormente (Lawton et al., 2001). Un ejercicio de modelación del clima regional efectuado por los mismos autores predijo un calentamiento significativo del aire por encima de dichas áreas deforestadas (pastos) al grado de que la base de nubes en las montañas adyacentes se elevó significativamente (cf. Still et al., 1999; ver también las precauciones expresadas en la sección previa relacionadas con este estudio). De manera semejante se observó que el promedio de la base de nubes en las montañas Luquillo, localizados en el oriente de Puerto Rico ascendió durante varios meses después de que el Huracán Hugo defolió grandes extensiones de bosque lluvioso en las faldas montañosas (a diferencia del bosque húmedo costero estudiado por Van der Molen, 2002) en septiembre de 1989. El incremento en la temperatura del aire asociado con la capacidad de evaporación temporalmente reducida del bosque hizo que el aire se condensara a una elevación mayor, dejando al descubierto bosques nubosos en las cumbres de montañas que normalmente

están cubiertos de nubes (Scatena y Larsen, 1991; véanse fotografías en Bruijnzeel y Hamilton, 2000). El efecto desapareció gradualmente conforme el follaje se recuperó con el paso de los meses (F. N. Scatena, comunicación personal). En la misma área, Scatena (1998) interpretó la presencia de aisladas áreas de árboles Colorado (*Cyrilla racemiflora*) altos y viejos (>de 600 años) en elevaciones muy por debajo de la base actual de nubes que reciben precipitaciones relativamente bajas (<3000 mm/año) como prueba de un cambio ascendente en la zonificación de la vegetación durante los últimos siglos. Actualmente *Cyrilla* es una especie arbórea dominante en las áreas por encima de la base de nubes (> 600 m) y se encuentra comúnmente donde la precipitación anual media excede 4000 mm/año. En forma similar Brown et al. (1996) reportó la ocurrencia de parches boscosos nubosos con musgo por debajo de la altura promedio actual de la base de nubes en Honduras. Existe la necesidad de más investigaciones sistemáticas que relacionen dichas observaciones empíricas a registros de cambios climáticos tanto actuales como recientes (cf. Scatena, 1998). En montañas aisladas, una elevación del nivel promedio de condensación de las nubes dará como resultado la disminución gradual de la zona afectada por las nubes; en las montañas de picos múltiples, sin embargo, el efecto pudiera ser no solamente ése, sino acompañarse también de una fragmentación de hábitat, lo cual agrega dificultades extras a la supervivencia de las especies restantes (Sperling, 2000). Además de los anfibios (Pounds et al., 1999) las comunidades de epifitas que viven en las zonas más expuestas de los doseles de los bosques nubosos pudieran demostrar ser igualmente aptos para la detección de las condiciones climáticas, así como también los niveles incrementados de ozono y niveles UV-B (Lugo y Scatena, 1992; Benzing, 1998).

Aun cuando es particularmente común en Centro y Sudamérica, los bosques nubosos montanos también se encuentran difundidos en el sureste asiático y en el Pacífico, presentándose en elevaciones tan escasas como los 500-700 m en pequeñas islas oceánicas hasta > 2000 m sobre montañas mayores (Hamilton et al., 1995; Bruijnzeel, 2002a). En la próxima sección demostraremos que los bosques nubosos son de gran importancia hidrológica en América Central. Las pocas observaciones disponibles para los bosques nubosos del Sudeste asiático (Bruijnzeel et al., 1993; Kitayama, 1995) sugieren tasas moderadas de intercepción de agua de nube, así como un uso de agua por estos bosques que va de bajo hasta muy bajo. Se requieren mayores investigaciones con el fin de evaluar el significado hidrológico de los bosques nubosos en el Sureste asiático.

Los bosques tropicales y la producción de agua

Resultados “contradictorios”

Tal y como se indicó en la introducción, existe la creencia popular de que el papel hidrológico de los bosques como un complejo terreno-raíces-detritus actúa como una “esponja” que se empapa de agua durante el tiempo de lluvias y la liberan uniformemente durante los periodos secos. Con la tala del bosque se pierde el “efecto esponja” a través de la rápida oxidación (descomposición) de la materia orgánica en los suelos, la compactación por maquinaria o el establecimiento de pastos, etc. (Lal, 1987), dando como resultado una disminución en la producción de agua. De hecho, las observaciones de manantiales y arroyos que se secan durante el periodo seco, después de la pérdida de bosques tropicales, son muy numerosas (Hamilton y King, 1983; Valdiya y Bartarya, 1989; Pereira, 1989; cf.

Pattanayak y Kramer, en este volumen). Además, el número de reportes contrarios (de arroyos que se secan en el estío después de programas de reforestación de tierras degradadas) también se ha incrementado (véase mas adelante). Al tratar de conciliar estos resultados contradictorios aparentemente, es importante poder distinguir entre el efecto que produce el desmonte sobre la producción total de agua y sobre la distribución estacional de los caudales. (Bruijnzeel, 1989).

Antes de entrar en materia, es prudente hacer unos comentarios de índole metodológico: En primer lugar, el simplemente comparar flujos de caudales totales para cuencas que presentan usos del suelo contrastantes pueden producir resultados desorientadores debido a la posibilidad de diferencias geológicamente determinadas en las reservas de agua freática o subterráneas o percolación profunda (Roessel, 1927, 1939; Meijerink, 1977; Hardjono, 1980). Estas cuencas con presencia de canteras o arenas, rocas calizas, basaltos y tobas volcánicas son especialmente notorias en este respecto (Gonggrijp, 1941b; Davis y De Wiest, 1966). Asimismo, la gran variabilidad espacial y temporal de la precipitación tropical pudiera combinar y mezclar las comparaciones directas entre las cuencas o entre años. Por ejemplo, a pesar de una casi total conversión del bosque a pastizal en un periodo de cinco años (1979-1984), el caudal anual post-bosque promedio (1980-1995) de la cuenca de 131 km² del río Pejibaye en el sur de Costa Rica fue de unos 320 mm menos que bajo condiciones originales totalmente forestadas (1970-1979), y muy probablemente debido a que los totales de precipitación fueron inferiores (J: Fallas, comunicación personal).

Los diseños experimentales rigurosos (por ejemplo la técnica de “cuencas pareadas”; Hewlett y Fortson, 1983) o modelos bien calibrados (v.gr.: Watson et al., 1999) son necesarios para vencer dichos problemas. El error experimental del método de cuencas pareadas es tal que las reducciones en la cobertura forestal de aprox. <20% no son capaces de producir un cambio detectable en el caudal en cuencas pequeñas (Bosch y Hewlett, 1982), aunque esto no necesariamente se pueden extrapolar para las grandes cuencas (Trimble et al., 1987; Costa et al., en prensa). Tales experimentos controlados requieren mucho tiempo y son costosos, por lo tanto muy pocos estudios de este tipo han sido llevados a cabo en el trópico (Bruijnzeel, 1990; Malmer, 1992; Fritsch, 1993). La figura 2 resume todas las pruebas disponibles hasta la fecha.

INSERTE FIGURA 2 AQUÍ

En todos los casos, la remoción de un 33% de cobertura boscosa dio como resultado un incremento significativo en el caudal anual durante los tres primeros años. Los incrementos iniciales en la producción de agua después de un desmonte total del bosque variaron entre 145 y 820 mm/año. Es más, estos incrementos fueron aproximadamente proporcionales a la fracción de biomasa removida (Fig. 2a). Estos cambios en la producción de agua simplemente reflejan las diferentes características de evaporación del bosque tropical maduro y el bosque secundario o plantaciones forestales (muy) jóvenes, y en grado mucho menor los incrementos en el caudal durante los eventos de precipitación. En un bosque tropical maduro, típicamente el 80 al 95% de la precipitación incidente pasa a través del dosel e infiltra el suelo, de los cuales aprox. 1000 mm/año son transpirados una vez más por los árboles siempre y cuando la humedad del suelo no esté limitada, mientras que la

diferencia es utilizada como flujo básico, condicionado a que la capacidad de infiltración de la superficie del suelo no esté demasiado impedida (Bruijnzeel, 1990).

La variación observada en la respuesta inicial a la tala del bosque (Fig. 2a) es considerable, y puede ser explicada solo parcialmente por las diferencias entre la precipitación entre diferentes ubicaciones o en diferentes años (Fig. 2b; véase Bosch y Hewlett, 1982 y Stednick, 1996 para los resultados de numerosos estudios no-tropicales). Otros factores incluyen: Diferencias en elevación y distancia a la costa que afectan la evaporación (Bruijnzeel, 1990; Schellekens et al., 2000), inclinación de las cuencas y profundidad del suelo (ambas gobiernan el tiempo de residencia del agua y la velocidad de la recesión del flujo base; Roessel, 1939; Ward y Robinson, 1990), el grado de alteración de la vegetación secundaria y del suelo por maquinaria o fuego (determinando tanto la capacidad de infiltración como la tasa de recrecimiento; Uhl et al., 1988; Kamaruzaman, 1991; Malmer, 1992), y la fertilidad del suelo (influyendo la productividad de cultivos post-desmote y captación de absorción de agua: Brown y Lugo, 1990). Debido a que la importancia relativa de los respectivos factores varía según los lugares, generalmente se requiere el estudio de los procesos si es que se quieren entender totalmente los resultados de los experimentos de cuencas pareadas, las cuales básicamente representan un enfoque de caja negra (Bruijnzeel, 1990, 1996; Malmer, 1992; Bonell y Balek, 1993; Sandstrom, 1998).

Cambios en la producción de agua durante la regeneración del bosque

Generalmente los incrementos iniciales en la producción total de agua observados después de la tala del bosque original presentan con el tiempo una disminución irregular a los niveles de antes del desmote, reflejando el desarrollo de la vegetación secundaria o de los árboles recién plantados, así como la variabilidad anual de la precipitación. En condiciones templadas esto puede tardar de 3 a 9 años en suelos poco profundos, dependiendo de que la regeneración sea principalmente a través de brotes o de semillas (Hornbeck et al., 1993) e incluso se han reportado periodos de hasta 35 años para la regeneración de bosques de follaje grande en suelos muy profundos (Swank et al., 1988).

En vista del crecimiento usualmente vigoroso de la vegetación secundaria, se puede esperar que durante su regeneración se presente un rápido retorno de los caudales iniciales a los niveles originales del bosque en el trópico húmedo (Brown y Lugo, 1990). Sin embargo, la información disponible es escasa e incluso contradictoria. Kuraji y Paul (1994) presentaron resultados de un balance hidrológico de dos cuencas en Sabah, Malasia del Este, las cuales habían sido sometidas a diferentes grados de explotación forestal durante dos y medio años antes de las observaciones. Una de estas cuencas había sido selectivamente talada, y la otra se había desmontado con el método de roza y quema. Los estimativos para la evapotranspiración (ET) durante el tercer y el cuarto año tras la alteración del bosque original fueron de aprox. 1450 mm/año para la cuenca con extracción selectiva vs. aprox. 1200 mm/año para la cuenca desmontada totalmente (donde la vegetación dominante estaba compuesta por *Macaranga spp.*). Si analizamos nominalmente estas cifras, y notando que el estimado por el bosque con extracción selectiva ya se encuentra cercano al valor promedio del ET de los bosques húmedos primarios en tierras bajas que existen en la región (aprox. 1465 mm/año; Bruijnzeel, 1990), se puede estimar que el uso del agua por la vegetación secundaria en el Sudeste de Asia es como de 250 mm/año menor que el del

bosque maduro. Las mediciones pareadas de la precipitación tanto por encima como por debajo del dosel en ambos bosques sugieren que esta diferencia aparente en la ET general pudiera explicarse por la diferencia en la intercepción de la lluvia solamente (Paul y Kuraji, 1993). Mayor apoyo para un retorno rápido (3-5 años) de los totales de caudal a niveles pre-alteración del bosque después de la tala selectiva (pero no del desmonte total) son vistas en las observaciones de Malmer (1992), hechas también en Sabah. Sus mediciones de flujo de caudal de las cuencas forestales que había perdido una tercera parte de su biomasa aérea, cinco años antes de ser excesivamente taladas no indicaron ninguna tendencia en la ET anual durante los siguientes cinco años, exceptuando valores altos durante los años de mayor humedad asociados con mayores pérdidas por intercepción de la lluvia. Similarmente, Parker (1985) encontró que las reservas de aguas en épocas secas en una pequeña área sin vegetación en Costa Rica (del tamaño de los que quedan típicamente tras la exploración maderera) eran indistinguibles de las que tenían recrecimiento menor de cinco años en su segundo año (Fig. 3). Existen pruebas adicionales de la rápida recuperación del uso de agua por el bosque después de la roza y quema provenientes de la Amazonia oriental donde la ET de la vegetación secundaria de 2 y 3.5 años de edad (determinada por métodos micro-meteorológicos en lugar de hidrológicos) fueron estimados en 1365 y 1421 mm/año respectivamente (Hölscher et al., 1997; Sommer et al., 2002). Estos últimos valores son muy similares a los obtenidos en bosques maduros en la misma área (1350 mm/año; Klinge et al., 2001). También en la Amazonia oriental no se encontraron diferencias significativas en las reservas de agua en el subsuelo promediadas estacionalmente por debajo de bosques maduros y en aquellos de 15 años de edad a cualquier profundidad (Jipp et al., 1998).

INSERTE LA FIGURA 3 AQUÍ

Contrariamente, Abdul Rahim y Zulkifli (1994) no observaron ninguna disminución en los incrementos iniciales de la producción de agua (típicamente entre 70 y 100 mm/año), durante los primeros siete años después de la tala del 40% de la madera comercial de un bosque lluvioso de tierras bajas en la Malasia peninsular (las observaciones fueron suspendidas al séptimo año debido a la inundación del terreno al crearse una presa). Aunque se pudiera inferir que el uso del agua por la vegetación secundaria en los espacios vacíos del bosque, creados por la tala selectiva aun permanecía por debajo de la existencia original después de siete años, eso es poco probable si analizamos los datos en base a la experiencia previa de la Amazonia y Malasia oriental. Más bien se pudiera pensar en una causa más estructural para el aumento de los flujos, tales como contribuciones incrementadas en los escurrimientos debido a los caminos para la explotación maderera, aparte del hecho de que se espera que la evaporación desde estas superficies compactadas y lisas sea mínima. El resultado contradictorio obtenido por Abdul Rahim y Zulkifli (1994) destaca una vez más la necesidad de estudios del proceso hidrológico para suplementar los experimentos de cuencas pareadas (cf. Bruijnzeel, 1996). Los esfuerzos de investigación hidrológica en la vegetación secundaria requieren incrementarse en general, debido a que con pocas excepciones, la mayoría de los países tropicales ahora poseen mas áreas con vegetación secundaria que con bosque primario (Brown y Lugo, 1990; Whitmore, 1997; Giambelluca, 2002; ver también Hölscher et al., en prensa, para un resumen reciente de los cambios hidrológicos y de suelos asociados con la regeneración del bosque tropical). Dichos trabajos deben también conducir a una mejor explicación cuantitativa de la aparente

falta de respuesta hidrológica a los cambios en la cobertura vegetal en el caso de grandes cuencas con vegetación en diversas etapas de regeneración (ver mas adelante).

Cambios en el rendimiento de agua tras la conversión del bosque

Mientras que se nota un retorno eventual de los caudales totales a los niveles previos de la tala del bosque, cuando se le permite el crecimiento a la vegetación secundaria, la conversión de un bosque tropical primario a otros tipos de uso del suelo puede producir cambios permanentes. Por ejemplo, los incrementos permanentes en la producción anual de agua en una cuenca usualmente están asociados con la conversión del bosque original a un cultivo. Los incrementos reportados oscilan entre 140 mm/año bajo condiciones sub-húmedas predominantes en Nigeria (Lal, 1983) a 410 mm/año en las montañas de Tanzania (Edwards, 1979). El uso reducido de agua por los cultivos anuales comparados con un bosque maduro reflejan no solamente la capacidad reducida de la vegetación para interceptar y evaporar la precipitación (Van Dijk y Bruijnzeel, 2001b) sino igualmente para extraer agua desde horizontes mas profundos durante los períodos de sequía (Eeles, 1979). Los primeros se relacionan principalmente con la menor resistencia aerodinámica de los cultivos cortos de poca altura (y posiblemente con su superficie foliar menor), mientras que la absorción reducida de agua de los cultivos refleja su profundidad radicular más superficial (Calder 1998; cf. Nepstad et al., 1994). Por esas mismas razones, la conversión del bosque tropical a pastizales generalmente produce incrementos permanentes en el caudal (150 mm/año, dependiendo de la precipitación; Mumeka, 1986; Fritsch, 1993; Jipp et al., 1998). De igual manera se pueden esperar incrementos permanentes del caudal en cantidades similares en aquellos casos donde los bosques son reemplazados por plantaciones de té (Blackie, 1979a), de caucho (Monteén et al., 1985) o cacao (Imbach et al., 1989).

Por otra parte, se ha reportado que el rendimiento de agua ha regresado a los niveles originales dentro de los primeros 8 años donde las plantaciones de pinos han reemplazado el bosque natural, tales como en los altiplanos de Kenya (Blackie, 1979b). Se puede esperar un resultado similar basado en los valores comparables de ET obtenidos para plantaciones maduras de palma de aceite (Foong et al., 1983) y bosque lluvioso de tierras bajas (Bruijnzeel, 1990), aunque se requiere de más investigación para comprobar este punto. Bruijnzeel (1997) señaló el gran vacío de conocimientos acerca de las consecuencias hidrológicas de plantar especies arbóreas de rápido crecimiento tales como *Acacia mangium*, *Gmelina arborea*, *Paraserianthes falcataria* y en menor grado *Eucalyptus spp* y pinos. En vista de las altísimas tasas de intercepción de la lluvia reportadas para *A. mangium* tanto en la Malasia peninsular (Lai y Salleh, 1989) como en Malasia oriental (A. Malmer, comunicación personal), y el crecimiento excepcionalmente rápido de estas especies (Lim, 1988), no es remoto pensar que el uso total del agua de los bosques de *Acacia* pudieran exceder los del bosque original. Observaciones recientes en bosques de 10 años de edad han confirmado el alto uso del agua de *A. mangium* en Malasia oriental aún durante un período de sequía (Cienciala et al., 2000).

Las plantaciones de eucaliptos han encontrado vigorosa oposición en la literatura ambientalista popular, principalmente porque se afirma que son “voraces consumidores de

agua” (por ej. Vandana Shiva y Bandyopadhyay, 1983). Las plantaciones de *Eucalyptus camaldulensis* y *E. tereticornis* en el sur de la India ciertamente exhibieron dicho comportamiento con tasas de transpiración de hasta 6 mm/día, al no tener restricción alguna de agua al final del monzón, aunque los valores decrecieron a 1 mm/día cuando el contenido de agua en el suelo disminuyó durante un periodo seco prolongado (Robert y Rosier, 1993). Debido a este mecanismo de regulación, el uso anual del agua de las plantaciones en suelos con profundidad intermedia (aprox. 3 m) no difirió significativamente del que se observa en el bosque seco deciduo (Calder et al., 1992). Sin embargo, en los suelos mucho más profundos (>8 m) el uso anual de agua de las plantaciones excedió los valores de la precipitación, lo que sugiere la presencia de un fenómeno denominado “minería” de las reservas de agua que se acumulan en las capas más profundas del subsuelo durante los años de lluvias por encima del promedio. Aún más, se observó que la tasa de penetración de las raíces era al menos tan rápida como 2.5 m/año y aproximadamente correspondía al crecimiento de la biomasa aérea (Calder et al., 1997). Se han hecho observaciones similares en plantaciones de *E. grandis* en Sudáfrica (Dye, 1996). Probablemente tenga importancia el hecho de que Viswanatham et al. (1982) observaran grandes disminuciones en el caudal después de sembrar *E. camaldulensis* en el norte de la India. Un experimento reciente que involucró *E. globulus* en el sur de la India (Sikka et al., 2003) confirmó el efecto incrementado de bosque bajo: la reducción en el rendimiento del caudal durante la segunda rotación de 10 años (primera generación de monte bajo) fue sustancialmente mayor (por 156%) comparada con la de la primera rotación (Samraj et al., 1988). Dichos hallazgos confirman el temor inicial de Vandana Shiva y Bandyopadhyay (1983). El plantar eucaliptos, especialmente en los climas sub-húmedos, deberá por lo tanto apoyarse en la planeación juiciosa, o sea alejados de pasos de agua y depresiones o dondequiera que las raíces tengan rápido acceso a las reservas subterráneas (ver también la sección sobre los efectos de la reforestación).

No se han reportado disminuciones en los totales del caudal tras la remoción de bosque tropical de tierras bajas². Sin embargo, es posible que la tala de ciertos tipos de bosques nubosos montanos tropicales para el cultivo de hortalizas de clima templado o la creación de potreros para pastoreo presenten una excepción a la regla. Es conocido que la evapotranspiración en los bosques nubosos es baja; esto, conjuntamente con las entradas extras de humedad generadas por la interceptación del agua de lluvia, causa el gran incremento en los coeficientes de escurrimiento (Bruijnzeel y Proctor, 1995; Zadroga, 1981).

A pesar de la gran importancia de estos bosques para el aporte continuado de agua a las tierras bajas adjuntas, en muchos sitios se están convirtiendo rápidamente a usos agrícolas, sobre todo en Latinoamérica. (Hamilton et al., 1995; Bruijnzeel y Hamilton, 2000). Aún se desconoce el efecto asociado sobre el caudal o la producción de agua, pero se cree presumiblemente que refleja un trueque entre la pérdida del agua suplementaria que había sido captada por interceptación del agua de la niebla y de la lluvia que es transportada por

² El incremento en el flujo anual que sigue la conversión del bosque en pastizal en el sur de Costa Rica, citado anteriormente, debe ser atribuido a una disminución en la precipitación en los años que siguieron la deforestación (J. Fallas, comunicación personal)

el viento y la diferencia entre el uso del agua entre la vegetación madura y la nueva. Las cantidades de interceptación de la niebla pueden diferir fuertemente entre el tipo de bosque nuboso y el grado de exposición del sitio; sin embargo el eventual efecto de la tala del bosque nuboso sobre el caudal de las quebradas y ríos dependerá por lo tanto de las proporciones relativas que ocupen estos bosques en una cuenca dada (Bruijnzeel, 2002a). Por ejemplo, los bosques expuestos en la cresta de una montaña pueden interceptar cantidades bastante grandes de agua de las nubes así como de lluvia transportada por el viento, pero su extensión espacial es generalmente demasiado limitada como para tener un efecto significativo a nivel de la cuenca (Weaver, 1972; Brown et al., 1996). La mayor parte de la evidencia disponible en cuanto al efecto hidrológico de la conversión del bosque nuboso se relaciona a los caudales durante los periodos secos (véase la siguiente sección). Ataroff y Rada (2000) recientemente presentaron mediciones (spot?) del uso del agua de bosques y pastizales en montañas de Venezuela, las cuales, tras efectuar una extrapolación a valores anuales, sugirieron que el caudal bien pudiera declinar tras la conversión. Para apoyar esta hipótesis, ellos reportaron niveles de humedad consistentemente bajos en los primeros 30 cm superiores del suelo bajo el pastizal, comparados con los del bosque. Empero, el total inferido de ET del pastizal con actividad leve de apacentamiento (2690 mm/año excluyendo la evaporación del suelo) debe considerarse como exageradamente alta puesto que casi seguramente excede las cantidades de energía radiante disponibles a esta altura (2350 m). Se requiere mayor trabajo de investigación.

Efectos de la escala

Los resultados presentados hasta ahora corresponden principalmente a las cabeceras de cuencas pequeñas (generalmente $<1 \text{ km}^2$) involucrando un cambio unilateral en la cobertura vegetal. Aunque estos experimentos proporcionan una idea clara y consistente de un incremento en la producción de agua tras reemplazar una vegetación alta por una más corta y viceversa, dichos efectos frecuentemente son más difíciles de discernir en las cuencas grandes las cuales generalmente tienen una variedad de tipos de uso del suelo y presentan cambios temporales. Además existen algunas complicaciones dondequiera que las lluvias exhiban una variabilidad espacial importante y donde se realicen extracciones de agua para consumo humano, para riego o para uso industrial en grandes volúmenes, como las que se ven en áreas bajas tropicales densamente pobladas. Por ejemplo, Qian (1983) no pudo detectar ningún cambio sistemático en el caudal en cuencas que variaron en tamaño desde 7 a 727 km^2 en la isla de Hainan en el sur de China, a pesar de presentarse una reducción del 30% en la cobertura de bosques altos durante tres décadas. Dyhr-Nielsen (1986) y Wilk et al. (2001) llegaron esencialmente a la misma conclusión para cuencas grandes ($12,100$ - $14,500 \text{ km}^2$) fluviales en el norte de Tailandia que habían perdido cuando menos 50% de su cobertura de bosques altos desde los años 1950. La causa principal para la alteración del bosque en estos ejemplos fueron los cultivos transitorios. Por lo tanto, aparte de cualquier efecto moderador de variabilidad espacial de la lluvia, esta falta de un cambio claro en los totales de caudal deberán reflejar el rápido retorno de los bosques nuevos a los valores originales previos a la alteración, en los valores característicos de la evaporación (especialmente albedo) de la vegetación, y posiblemente las capacidades de recuperación de la infiltración del suelo. Giambelluca et al. (1999) reportaron que el albedo de la vegetación secundaria de 8 a 25 años de edad en el norte de Tailandia ya era similar a o menor que la del bosque maduro (sugiriendo usos del agua similares). Asimismo Fritsch (1993) notó que

los incrementos en el caudal durante eventos de precipitación (aprox. 30%) durante el cultivo de roza y quema en la Guayana Francesa desaparecieron rápidamente una vez que se le permitió al bosque regenerarse. Lal (1996) demostró como después de la tala del bosque primario, los rastrojos de cinco años de edad en Nigeria presentaron un incremento de diez veces más en la capacidad de infiltración del suelo.

INSERTE LA FIG. 4 AQUÍ

Por otra parte, Madduma Bandara y Kurupuarachchi (1988) observaron un incremento de unos 200 mm en los totales promedios de caudal anual para una cuenca de 1100 km² del alto Mahaweli en Sri Lanka durante el periodo 1940-1980, a pesar de una tendencia débilmente negativa en la precipitación durante el mismo período. Aunque ambas tendencias no fueron estadísticamente significativas al nivel de significación del 95%, el incremento asociado en tasas anuales de escurrimientos sí fue altamente significativo, mientras que los flujos en época de sequía disminuían también a la par. (Fig. 4). La respuesta hidrológica incrementada fue explicada en términos de la conversión generalizada de plantaciones de té (no bosques) a cosechas anuales y jardines domésticos sin tomar medidas apropiadas para la conservación de suelos. (Madduma Bandara y Kurupuarachchi, 1988)³. A mayor escala, Van der Weert (1994) comparó los totales de caudal para la cuenca Citarum de 4133 km², ubicada en Java Occidental, Indonesia durante los periodos 1922-1929 y 1979-1986. Los promedios anuales de precipitación para ambos periodos fueron muy similares, en 2454 y 2470 mm respectivamente. Los totales correspondientes de caudal fueron de 1137 y 1261 mm, sugiriendo una disminución en la ET de la cuenca aparente de aprox. 110 mm/año. Aunque no existe información detallada acerca del uso del suelo en la cuenca, antes de la guerra, los reportes indican que hubo relativamente poco desmonte. En 1985 casi el 50% de la cuenca estaba cubierta por bosque, plantaciones o jardines mixtos, mientras que los asentamientos y los arrozales de riego ocupaban 7% y 34% respectivamente, con campos anegados componiendo el 9% restante (Van der Weert, 1994). Debido a que las áreas cubiertas por asentamientos y arrozales seguramente se han incrementado considerablemente entre ambos periodos (Whitten et al., 1996), la reducción en la ET total, y por lo tanto el incremento en rendimiento deben atribuirse primariamente al incremento en áreas con suelos compactados, tales como caminos y asentamientos humanos (el consumo de agua para los arrozales irrigados puede ser tan alto como el del bosque; Wopereis, 1993). Budi Harto y Kondoh (1998) obtuvieron una caída similar en la ET (110mm) después del incremento de 5% en el área de asentamientos humanos y un incremento del 10% en cultivos anegados (ambos a expensas de los arrozales de riego) en otras partes de Java. Ben-Ithnin (1988) también reportó volúmenes altamente incrementados de escurrimientos asociados con el crecimiento urbano en el área de Kuala Lumpur, en la Malasia peninsular.

Un caso similar (ej. de desarrollo urbano) pudiera explicar el incremento considerable en los coeficientes de escurrimientos anuales obtenidos en varias cuencas fluviales grandes (25,500-66,250 km²) en el alto valle del Yangtze en el sudeste de China, a pesar de las

³ Sin embargo Elkaduwa y Sakthivadivel (1999) obtuvieron una figura mucho menos consistente al analizar una serie de tiempo mayor (1940 – 1997) de caudales de los casi 380 km² de la parte alta de la cuenca Nilwala, la cual una reducción en su cobertura vegetal del 35%.

aseveraciones de Cheng (1999) de que estos incrementos en flujo reflejan la “construcción de bosques-albergue” (pobladas con eucaliptos y diversos freatofitos) y por lo tanto mejoraron las oportunidades de infiltración en tan solo aprox. 7% del área de la cuenca. Por último, a una escala mayor (175,360 km²) Costa et al. (en prensa) relatan cómo un incremento de 19% (aprox. 33,000 km²) en el área con pastos a costas de vegetación tipo *cerrado* en una región sub-húmeda de Brasil resultó con un incremento significativo en la descarga anual promedio (24% o aprox. 88 mm/año). Debido a que el cambio en la precipitación no fue estadísticamente significativo y porque los incrementos en el caudal fueron mayores durante la época lluviosa, Costa et al. Concluyeron que una reducción en la capacidad de infiltración del suelo posterior al pastizal (cf. Elsenbeer et al., 1999; Godsey y Elsenbeer, 2002) fue la causa principal del incremento observado en el rendimiento de agua, y no el uso menor del agua por los pastizales. Se considera que los efectos de la urbanización y de la construcción de carreteras pueden ser considerados insignificantes en este caso en particular. Es palpable la necesidad de aumentar los esfuerzos investigativos para establecer los efectos sobre las partes bajas de una cuenca producidos por el cambio en el uso del suelo (tanto positivos como negativos) a la meso y macro escalas de las cuencas (véase mas adelante).

Cambios en los regimenes de caudal tras la conversión del bosque tropical

Flujos durante la época seca

En las áreas con lluvias estacionales, la distribución del caudal a través del año frecuentemente es más importante que el rendimiento anual total del agua. Tal y como se indicó anteriormente, existen numerosos reportes sobre el decrecimiento de los caudales durante los periodos secos, tras el desmonte de un bosque tropical. A primera vista, esto aparentemente contradice las pruebas presentadas anteriormente, que el eliminar el bosque lleva a un rendimiento incrementado de aguas en general así como al aumento en la humedad del suelo. (Figs. 2-4), aún más porque la mayor parte del incremento de caudales después de la tala experimental del bosque, generalmente es observado durante condiciones de flujo básico (Bosch y Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 1990). Sin embargo las circunstancias asociadas con experimentos controlados en cuencas (de corto plazo) bien pudieran diferir de aquellas situaciones de “mundo real” a largo plazo. Para empezar, la exposición continuada de los suelos desnudos a precipitaciones intensas tras el desmonte (Lal, 1987, 1996), la compactación de la superficie del suelo por maquinaria (Kamaruzaman, 1991; Malmer y Grip, 1990) o el pastoreo excesivo (Costales, 1979; Gilmour et al., 1987) la desaparición gradual de la actividad de la fauna de los suelos (Aina, 1984; Lal, 1987), y los incrementos de áreas ocupadas por materiales impermeables, tales como caminos y asentamientos (Rijsdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991; Van der Weert, 1994; Ziegler y Giambelluca, 1997), todos contribuyen a disminuir gradualmente las oportunidades de infiltración del agua de lluvia en las áreas desmontadas. Como resultado, la respuesta de las cuencas a la lluvia se hace más pronunciada y los incrementos en los caudales durante los eventos de precipitación, en la época lluviosa, pueden ser tan grandes que llegan a impedir la recarga de las reservas de aguas del suelo y subsuelo que alimentan los manantiales y mantienen el flujo base. Dicho en otras palabras, se pierde el “efecto esponja”. Cuando se llega a esta etapa crítica, las consecuencias inevitables inmediatas son la disminución de caudal en épocas secas (Fig. 5a) a pesar de que la evaporación reducida asociada al

desmante del bosque debería de haber producido flujos básicos más altos. Pero si por otra parte, las propiedades de la superficie del suelo en áreas desmontadas son mantenidas suficientemente como para permitir la infiltración continuada de la mayor parte de la precipitación, entonces la ET reducida asociada con la remoción del bosque se mostrará como flujo incrementado en la época seca (Fig. 5b).

INSERTE LA FIG. 5 AQUÍ

Las oportunidades para la infiltración se podrán conservar mediante el establecimiento de un sistema de planeación y mantenimiento adecuado, además de una explotación maderera cuidadosa (Bruijnzeel, 1992; Dykstra, 1994), o mediante la aplicación de medidas apropiadas de conservación de suelos tras el desmante para la agricultura (Hudson, 1995; Young, 1989).

Aunque queda por demostrarse la hipótesis del “interacción de la infiltración” (Bruijnzeel, 1989) una modelación llevada a cabo por Van der Weert (1994) le confiere cierto apoyo: Las contribuciones relativas al rendimiento anual de agua de tres componentes del caudal, como lo son: a) escurrimiento superficial (“flujo superficial cuando la precipitación excede la capacidad de infiltración”), b) flujo a través de subsuelo (llamado “interflujo” por Van der Weert), y c) flujo básico (flujo del agua freática) fueron simuladas para dos tipos de áreas: con cobertura total de bosque y sin bosque (cultivos temporales) con incrementos graduales en el coeficiente de escurrimientos superficial, utilizando una serie de 10 años de datos mensuales de precipitación para la cuenca Citarum (Fig. 6). Sin ahondar en detalles en cuanto al modelo empleado, las simulaciones claramente muestran que los niveles de flujo base son poco afectados por el desmante mientras los coeficientes de escurrimiento superficiales permanezcan por debajo del 15% de la precipitación. Inversamente, si dichos escurrimientos llegan tanto como al 40%, entonces el flujo básico (o flujo en épocas secas) se verá disminuido aproximadamente a la mitad. (Fig. 6)

INSERTE LA FIGURA 6 AQUÍ

Los coeficientes típicos de escurrimientos superficial asociados con los cultivos anegados en altiplanos sobre suelos volcánicos en las tierras altas de Java Occidental oscilan entre 16-18% para los terraplenes sobre inclinaciones moderadamente empinadas hasta 27-33% en los muy inclinados, siendo la mayor parte de los escurrimientos aportados por los drenajes compactados que corren al pie del peralte de los terraplenes (Purwanto y Bruijnzeel, 1998; Van Dijk, 2002). Los coeficientes de escurrimientos para los asentamientos humanos en la misma área variaron entre 38% y 68% (Purwanto, 1999). Se han reportado valores casi iguales para diferentes tipos de pavimentación de caminos sobre terrenos comparables en Java Oriental (Rijsdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991). Dichos hallazgos y los de Ben-Ithnin (1988) en la región de Kuala Lumpur apoyan la anterior interpretación de los cambios observados en el rendimiento de aguas en la cuenca de Citarum.

Dadas las enormes diferencias en las reservas de agua en el subsuelo (y consecuentemente en las descargas del flujo basal) que puedan existir entre cuencas de diferente tamaño (Hardjono, 1980) y la composición geológica (por ejemplo depósitos profundos de tobas

volcánicas vs. suelos poco profundos sobre marga impermeable en Java; Roessel, 1939; Meijerink, 1977), es de esperarse que difiera proporcionalmente el impacto relativo de los cambios en la cobertura sobre los flujos bajos. No existen evidencias experimentales en el trópico, pero otro ejercicio de modelación de Van der Weert (1994) sugiere fuertemente a que el flujo en la temporada seca disminuye con mayor rapidez después de alteraciones severas de la superficie en el caso de suelos profundos con mayor capacidad de almacenamiento comparados con los suelos menos profundos que poseen poca capacidad de almacenamiento de agua. Se requieren más investigaciones para separar los factores climáticos, de los de la vegetación, los geológicos y de suelos. Por supuesto es de gran interés conocer hasta que grado los caudales en la época seca puedan ser restaurados tras mejorar las condiciones de infiltración y almacenamiento del suelo. Este tema se volverá a tocar en la sección sobre los efectos de la reforestación.

Existe gran desarrollo en las evidencias (mayormente circunstanciales) provenientes de América Latina que la conversión de los bosques nubosos en pastizales o cultivos anuales pudieran llevar a disminución de flujos durante los periodos secos (Stadtmüller y Agudelo, 1990; Brown et al., 1996; Ataroff y Rada, 2000). Ataroff y Rada (2000) reportaron escurrimientos superficiales similares tanto en bosques nubosos primarios como en pastizales (ligeramente explotados) en Venezuela (2%). Bajo estas condiciones, se puede esperar que los cambios en el contenido de agua en los suelos y el caudal reflejen los efectos netos de los cambios en el uso del agua por la vegetación y las bandas de niebla. Sin embargo, en el caso de la conversión hacia cultivos anuales, existe confusión debido al efecto de los cambios correspondientes en las oportunidades de infiltración asociadas con la degradación de los suelos. Lamentablemente la evidencia disponible aún no es concluyente. Cuencas pareadas en Honduras y Guatemala en donde Brown et al. (1996) obtuvieron una reducción de 50% en el caudal del periodo seco tras la conversión a cultivos de hortalizas, diferentes en tamaño y su posición altitudinal, y por lo tanto en su exposición a niebla y lluvias, aportando por lo tanto resultados no concluyentes. Ingwersen (1985) aportó un caso más convincente aunque no tropical, al observar una disminución modesta en los flujos de verano tras un desmonte del 25% en la misma cuenca de la región de Pacífico-Noroeste de los EE.UU. para la cual Harr en 1982 había deducido una contribución anual por niebla de aprox. 880 mm (siendo este un valor bastante alto). El efecto desapareció después de 5-6 años. Debido a que la tala de bosques en la región Pacífico-Noroeste se asocia normalmente con fuertes incrementos en el caudal (Harr, 1983), este resultado anómalo se atribuyó a una pérdida inicial de franja de nubes al talar los árboles, seguida de una recuperación gradual durante el recrecimiento. Curiosamente, el efecto fue menos fuerte en una cuenca aledaña (aunque más abrigada) y no pudo excluirse que parte de la condensación no realizada en la cuenca más a la intemperie se “pasó” a la otra captación (Ingwersen, 1985; cf. Fallas, 1996).

Caudales durante los eventos de precipitación (hidrógramas) e inundaciones: Efectos locales

La respuesta hidrológica de las cuencas pequeñas a la precipitación (generación de caudales o flujos durante el evento de precipitación) depende del efecto combinado entre las variables climáticas, geológicas y de uso de la tierra. Los parámetros claves en este aspecto incluyen la conductividad hidráulica del suelo a diferentes profundidades, intensidad y

duración de las precipitaciones y la morfología de las pendientes (Dunne, 1978). En términos generales, la capacidad de infiltración de suelos de bosques inalterados son tales que fácilmente pueden absorber la mayor parte de las intensidades de lluvia (véase Bonell, 1993, para una discusión de algunos casos excepcionales). Bajo estas condiciones, la respuesta de una cuenca a la lluvia generalmente representa una combinación de contribuciones llamadas de saturación o flujos superficiales debido a la saturación del suelo a partir del fondo de los valles húmedos y otras depresiones, mas los flujos rápidos a través de los “macroporos” del subsuelo y “tubos” del suelo en las laderas. La magnitud relativa de los componentes respectivos está sujeta a variación, tanto entre las cuencas como resultado de las diferencias en la topografía y los suelos (y posiblemente también intensidad climática y pluvial), como entre los eventos como resultado de las diferencias en la historia del estado de humedad del suelo y las características de los anteriores eventos (Dunne, 1978). La variación en la respuesta a escurrimientos que puedan ocurrir como resultado de las diferencias en los suelos se ilustra en los muy diferentes volúmenes de flujo de tormenta producidas por diez pequeñas cuencas (1 ha) de bosque lluvioso no alterado en la Guayana Francesa (Fig. 7). Todos estaban situados en áreas vecinas y por lo tanto expuestas a la misma precipitación (Fritsch, 1993). Expresados como porcentaje de lluvia incidente, los valores variaron entre 7.3% (cuenca C) y 34.4% (cuenca H). Tal y como se muestra en la figura 7, se puede distinguir entre las cuencas donde el nivel freático tiende a estar cercano a la superficie en las partes bajas de los valles (cuencas F, G y H), y las cuencas donde esto no ocurre (otras cuencas). En las primeras, los caudales asociados a los eventos de precipitación fueron dominados por los flujos superficiales debido a la saturación del suelo, generados en los fondos de los valles húmedos vs. Un flujo rápido sub-superficial en otras áreas. Es interesante notar que la respuesta promedio del último grupo resultó estar relacionado negativamente al porcentaje del área con suelos bien drenados (Fig. 7). Dicho de otra manera, a mejor drenaje de los suelos, menor es la respuesta de escurrimientos superficiales (Fritsch, 1993).

INSERTE LA FIG. 7 AQUÍ

Las operaciones de conversión de bosques cuidadosamente planeadas y ejecutadas permitirán minimizar la compactación y alteración de los suelos y por consecuencia disminuir la ocurrencia de flujo superficial debido a exceso de agua frente a la infiltración, especialmente si se abstiene de la quema (Hsia, 1987; Malmer, 1996). No obstante, aún en presencia de mínimas alteraciones del suelo, todavía habrá incrementos en los flujos pico tras la remoción de bosque, porque la reducción asociada de ET causará mayor humedad de los suelos (cf. Fig.3) y por lo tanto una mayor respuesta a la precipitación. Los aumentos relativos en la respuesta tienden a ser mayores para las precipitaciones menores (aprox. 100-300%) pero disminuyen al 10% o menos para los eventos mayores (Gilmour, 1977; Pearce et al., 1980; Hewlett y Doss, 1984). Como tal, el efecto mengua con el aumento de las precipitaciones, lo que sugiere que los factores de los suelos triunfan sobre los factores de la vegetación conforme los suelos se humedecen más (ver abajo). Aunque se espera que dichos incrementos disminuyan en uno o dos años conforme se establece una nueva vegetación (Hsia, 1987; Fritsch, 1993; Malmer, 1996; cf. Lal, 1996), podrán convertirse en “estructurales” debido a las contribuciones de carreteras y áreas residenciales nuevas (Bin-Ithnin, 1988), o porque los suelos permanecen uniformemente húmedos (v.gr.: en los casos de conversión a pastizal; Fritsch, 1993).

Normalmente los picos (y hasta cierto punto los volúmenes de los flujos de tormenta) producidos por algún tipo de flujo superficial son más pronunciados que aquellos generados por los flujos sub-superficiales (Dunne, 1978). Por lo tanto los incrementos dramáticos en flujos pico y flujos de tormenta que tan frecuentemente se reportan tras operaciones de tala o de desmonte con maquinaria pesada (Fritsch, 1992; Malmer, 1993) reflejan principalmente un cambio del flujo sub-superficial a flujos superficiales como resultado del incremento en la compactación del suelo (Kamaruzaman, 1991; Van der Plas y Bruijnzeel, 1993). Sin embargo, en cuencas donde los flujos superficiales (generalmente del tipo “saturación”) ya son dominantes en condiciones de bosque original (por ejemplo en aquellos casos donde se presenta una capa impermeable a escasa profundidad; Bonell y Gilmour, 1978), la respuesta a la precipitación tras la remoción de bosque prácticamente no se incrementa más (Gilmour, 1977). Un ejemplo de suelos con baja conductividad hidráulica, y por lo tanto un mayor escurrimiento superficial aún en condiciones de bosque intacto en el sudeste asiático, son los suelos arcillosos, pesados y poco profundos desarrollados a partir de margas en Java los cuales usualmente se plantan con teca. Los coeficientes de escurrimiento de tormenta en esas condiciones son típicamente >30% de la precipitación incidente (Coster, 1938; Van Dijk y Ehrencron, 1949). En contraposición, los valores para las cuencas arboladas y suelos en los altiplanos desarrollados a partir depósitos porosos volcánicos y profundos en Java (sin flujo superficial) típicamente son de 5%, aunque pueden incrementarse al 10-35% después del desmonte, dependiendo de la proporción de la cuenca ocupada por asentamientos humanos y caminos (Rijsdijk y Bruijnzeel, 1990; Sinukaban et al., 1998; Purwanto, 1999). Ben-Ithin (1998) reportó un incremento promedio en volúmenes de flujo de tormenta de 250% tras la urbanización de Kuala Lumpur, Malasia, comparado con condiciones de bosque, mientras que los flujos pico se incrementaron en más de 4 veces (cf. Fig.8).

Flujos de tormenta: efectos fuera de sitio

Mientras no queda duda que las prácticas desfavorables de uso del suelo tras el desmonte del bosque causan serios incrementos en los caudales durante los eventos de precipitación y flujos pico, debemos ser cautos al extrapolar estos efectos locales a áreas mayores. Los flujos altos generados por lluvias abundantes sobre una parte mal utilizada de una cuenca fluvial pudieran “diluirse” por flujos más modestos de otros sitios que reciben menos o nada de lluvia en el mismo momento, o que poseen vegetación secundaria con mejores prácticas de uso de la tierra (Hewlett, 1982; Qian, 1983; Dyhr-Nielsen, 1986). Asimismo, es importante no atribuir inmediatamente las tendencias de corto plazo en la frecuencia de episodios de caudales pico o de inundaciones a grandes sistemas fluviales a los cambios en el uso de la tierra generados río arriba. Gentry y López-Parodi (1980), por ejemplo, examinaron los registros de niveles de aguas de 1962-1978 para el Amazonas en Iquitos, Perú, y encontraron un claro incremento en la altura máxima de la inundación anual que atribuyeron a grandes deforestaciones en los Andes. Un análisis subsecuente hecho por Richey et al. (1989) de una serie mucho más prolongada (1903-1983) para una estación de aforo río abajo (Manaus) reveló que el incremento en flujo durante el período 1962-1978 estaba dentro del rango para ciclos de plazo mayor, los cuales a su vez, estaban determinados principalmente por las fluctuaciones climáticas a gran escala. Sin embargo, el reciente hallazgo de flujos de estación de lluvias significativamente aumentados (en un

28%) sin ser inundaciones, cuyo pico también se presentó un mes antes, después de que el 19% de la cuenca brasileña de Tocantins con 175,360 km² fue convertida en pastizal (Costa et al., en prensa) sí nos ilustra la posibilidad de la existencia de flujos de tormenta incrementados aún a esta escala. Como se mencionó anteriormente, la reducción en la infiltración del suelo, fuertemente reducida por el pastoreo fueron la razón principal para este hallazgo.

Los flujos de caudal incrementados durante los periodos húmedos son una cosa, y otra muy distinta las inundaciones devastadoras a gran escala. Estas últimas generalmente son el resultado de un evento de precipitación extremo tan amplio como persistente (Raghavendra, 1982; Mooley y Parthasarathy, 1983), especialmente cuando ocurre al final de la época de lluvias cuando el suelo ya está saturado por las lluvias antecedentes. Bajo estas condiciones extremas, la respuesta de la cuenca será gobernada casi en su totalidad por las oportunidades de almacenamiento de agua en los suelos y no por la capacidad de infiltración del suelo o la cobertura vegetal (Hewlett, 1982; Hamilton, 1987a). En otras palabras, aún en los sitios donde la vegetación y el suelo han permanecido intactos, el efecto normalmente moderador de una cobertura vegetal bien desarrollada y una capa de hojarasca tiende a desaparecer. Discutiblemente, esto no tanto impide la utilidad del concepto “esponja” (cf. Forsyth, 1996, Calder, 2002) sino más bien ilustra el rango de condiciones bajo las cuales puede aplicarse con utilidad.

Sin embargo, no se puede excluir que la remoción extendida del bosque, seguida de deficientes prácticas de cultivo y de degradación desenfrenada del suelo, pueda tener un efecto acumulativo. Ciertamente existen signos (por ejemplo el ensanchamiento de los lechos de los ríos) de que esto último esté ocurriendo en varias partes del trópico exterior, como en Nigeria (Odemerho, 1984) y el Himalaya (Pereira, 1989). Existen reportes disponibles de regímenes de flujo en proceso de deterioro para las grandes cuencas (>10,000 km²) en el sur de China (Chen, 1987) y Brasil (Costa et al., en prensa). Sin embargo, otros factores (los cuales frecuentemente son pasados por alto) incluyen lluvias torrenciales sobre las planicies mismas durante la época de crecientes; efectos de rebalsa en la confluencia de dos grandes ríos; colmatación de los lechos fluviales debido a altas tasas (aún naturales) de sedimentación; y por último en orden aunque no en importancia, el aumento en las áreas urbanizadas (Ben-Ithnin, 1988; Bruijnzeel y Bremmer, 1989; Zhang, 1990; Van der Weert, 1994). Un ejemplo del impacto potencialmente importante de éste último se presenta en la Figura 8. A pesar de cambios supuestamente menores en la cobertura vegetal y en las precipitaciones pico para los dos períodos de observación considerados aquí, los flujos máximos en la cuenca Citarum de 4133 km² en Java occidental se han incrementado de manera contundente en el último período (Van der Weert, 1994). Por último, Hamilton (1987a) enunció que el igualar las pérdidas económicas asociadas con una inundación con la severidad de dicha inundación pudiera dar la impresión de eventos más frecuentes y más apabullantes mientras que en realidad las primeras pudieran mejor reflejar el crecimiento económico y un aumento en la ocupación de los planos inundables de los ríos.

INSERTE FIG. 8 AQUÍ

Efectos hidrológicos de la (re)forestación

Como respuesta a la amplia degradación que se presenta en áreas anteriormente boscosas y las necesidades cada vez mayores de pulpa para papel, madera industrial y leña, se ha expresado reiteradamente la necesidad de programas de reforestación a gran escala (FAO, 1986b; Postel y Heise, 1988; Valdiya y Bartarya, 1989; cf. Brown et al., 1997). Por lo tanto es de gran interés examinar hasta qué punto las plantaciones y otras medidas de conservación enfocadas a promover la infiltración son en verdad capaces de restaurar las condiciones hidrológicas originales, o sea no solamente reducir los flujos pico, sino sobre todo incrementar los flujos básicos también. Las evidencias de reducciones en picos y en flujos de tormenta tras reforestación y cavado de trincheras de contorno (hasta un 60-75%; véase Bruijnzeel y Bremmer, 1989 para una reseña) proviene de una serie de experimentos de cuencas pareadas llevadas a cabo en el Himalaya Menor seriamente degradado, en el norte de la India. Sin embargo, los flujos de corriente de estas pequeñas cuencas no eran de índole perenne, y por lo tanto cualquier efecto sobre los flujos bajos no pudo ser evaluado.

A pesar del ampliamente difundido sentimiento intuitivo de que las medidas de reforestación y de conservación podrán restaurar el flujo de los manantiales que se han secado (Spears, 1982; Mann, 1989; Valdiya y Bartarya, 1989) el único caso aparentemente exitoso conocido por este autor es el de la cuenca Sikka en Flores, Indonesia oriental, tal y como lo mencionaron Carson (1989) y Nooteboom (1987). Debido a la falta de información detallada (incluyendo las especies arbóreas utilizadas y la geología subyacente) no se puede determinar con exactitud si este aumento en el caudal se debe a precipitaciones temporalmente mayores o en verdad a un incremento importante en la infiltración (cf. Pattanayak y Kramer, en este volumen). Se requieren observaciones trabajos adicionales en esta área para dilucidar los interrogantes de este caso tan intrigante. Otras afirmaciones de incremento de caudal durante periodos secos después de la reforestación o la conservación de suelos, publicadas en la literatura tropical pueden reducirse a diferencias en el tamaño de la cuenca y a la precolación profunda (Hardjono, 1980), patrones de precipitación entre ciertos años (Sinukaban et al., 1998) o errores de cálculo (Negi et al., 1998).

Sin embargo, existe una situación particular en la cual la reforestación de tierras degradadas por cultivos o pastizal puede dar como resultado el incremento en los caudales básicos. Como ya se dijo, las contribuciones por la interceptación de niebla al balance de aguas de un bosque nuboso montano pueden alcanzar valores altos durante los periodos con poca lluvia (Bruijnzeel y Proctor, 1995; Bruijnzeel, 2002a). A pesar de que la capacidad de captación de niebla por el bosque original se pierde en gran medida al ocurrir la conversión completa a pastizal o cultivos de pancoger, puede ser recuperada por la reforestación. Asimismo, ciertas formas de plantación (v.gr.: pequeños setos en hilera o pequeños bloques de árboles posicionados perpendicularmente a la dirección de los vientos dominantes) ayudan a maximizar la exposición de los árboles a la niebla (Kashiyama, 1956; Ekern, 1964). Fallas (1996) demostró como restos aislados de bosque nuboso rodeados de pastos en Costa Rica interceptaron al menos la misma cantidad de agua de la niebla como un bosque original cerrada (el ejemplo del Noreste del Pacífico citado con anterioridad: Ingwersen, 1985). Una vez más, el efecto a escala de la cuenca dependerá del área relativa ocupada por dichos plantíos o bosque secundario, así como su orientación con respecto a los vientos dominantes.

Aunque existen pocas dudas de que la producción anual de aguas de las áreas boscosas es reducida comparada con las de las áreas no arboladas (Fig. 2, 4 y 6), debe reconocerse que ningunos experimentos de forestación en zonas de captación han investigado los efectos sobre los caudales durante épocas secas en tierras seriamente degradadas⁴. Como tal, se podría argumentar que las innegables reducciones en los flujos totales y durante periodos secos observados después de plantar pinos y eucaliptos en suelos antes ocupados por matorrales y pasto natural en Sudáfrica (Dye, 1996; Scott y Smith, 1997), en el sur de India (Samraj et al., 1988; Sharda et al., 1988; Sikka et al., 2003) y en Fiji (Waterloo et al., 1999) tan sólo sirven para demostrar la diferencia entre el uso del agua entre el bosque y los pastizales. En otras palabras, los efectos potencialmente benéficos sobre los caudales básicos brindados por mejoras en la infiltración y en la capacidad de retención de agua del suelo durante el desarrollo del bosque no pudieron demostrarse en estos ejemplos. La pregunta clave es, por lo tanto, si las reducciones en los escurrimientos durante los eventos de precipitación que generaban flujo superficial (incurridos por dichas mejoras físicas del suelo) pueden ser lo suficientemente amplios como para compensar el uso incrementado de agua por el nuevo bosque, y así (cuando menos teóricamente) fomentar los flujos básicos (Bruijnzeel, 1989; cf. Fig. 6).

No existe una respuesta fácil a este interrogante por varias razones. En primer lugar, el efecto de un incremento en la capacidad de infiltración sobre la frecuencia de ocurrencia de flujo superficial depende igualmente de la intensidad de la precipitación predominante. Por ejemplo, la intensidad de las lluvias en los Montes Medios del Nepal generalmente era tan bajas que el incremento de 140 mm/hr en la capacidad de infiltración 12 años después de reforestar un pastizal degradado con *Pinus roxburhii* no tuvo el menor efecto en la frecuencia de generación de flujo superficial (Gilmour et al., 1987). Similarmente, mientras que las capacidades de infiltración se habían duplicado en 12 años desde que se reforestó un pastizal *imperata* con teca en Sri Lanka, a 30 mm/hr el impacto hidrológico de este incremento debe ser muy limitado. (Mapa, 1995; Bruijnzeel y Bonell,). En segundo lugar, las reducciones en la respuesta de las cuencas a la precipitación observada tras la reforestación también reflejarán las condiciones secas del suelo prevalecientes bajo el bosque en crecimiento activo en lugar de una reducción en los picos de flujo superficial (ej. Hsia, 1987). Sin embargo, con la excepción al estudio llevado a cabo por Lal (1997), ninguno de los estudios relacionados con las disminuciones o incrementos en flujos de tormenta después de cambiar el uso del suelo han intentado cuantificar los cambios asociados en contribuciones relativas por los tipos de flujos sub-superficiales y superficiales (ver reseñas por Bruijnzeel, 1990; Bruijnzeel y Bremmer, 1989). En tercer lugar, existe también el efecto de la profundidad del suelo, la cual determina tanto la cantidad máxima de agua que puede ser almacenada en una cuenca con condiciones óptimas de infiltración, y las posibilidades para la absorción de agua por las raíces de los árboles en desarrollo (Trimble et al., 1963). Naturalmente, donde los suelos son intrínsecamente poco profundos por razones geológicas (por ejemplo en laderas muy inclinadas o sobre substratos impermeables sujetos a erosión natural intensa y desgaste extremo; Coster, 1938; Meijerink, 1977; Ramsay, 1987ab), ó donde los suelos se han

⁴ Un trabajo como este se está llevando a cabo, sin embargo, en el estado de Karnataka en la India (B.K. Purandra, comunicación personal).

tornado poco profundos debido a una continua erosión intensa después del desmonte, el almacenamiento de agua se han disminuido proporcionalmente (Bruijnzeel, 1989). Finalmente, pero no menos importantemente, existe el efecto confuso de los patrones de precipitación (v.gr.: estacional vs. bien distribuido) y la demanda evaporativa general de la atmósfera, ambas ejerciendo una influencia acendrada sobre e uso del agua por los árboles, particularmente en las zonas sub-húmedas (Sandstrom, 1998). Un ejemplo de lo dicho se aplica al “proyecto de desarrollo del santuario del manantial” en el norte de la India, donde se están haciendo esfuerzos para reavivar el flujo de un manantial casi extinguido mediante una combinación de plantaciones de árboles, exclusión de pastoreo y el cavar trincheras de contorno. Desafortunadamente los resultados de este experimento interesante fueron confundidos por la variabilidad en la precipitación (Negi et al., 1998). Sobra decir que las diferencias en los factores climáticos y de suelos, además de la ausencia de información detallada sobre los mecanismos predominantes de flujos de tormenta antes y después de la reforestación, todos complican las comparaciones entre los diferentes sitios. Se concluye que se necesitan diseños experimentales rigurosos (véase también las conclusiones).

El único caso documentado “del mundo real” en el cual parece que ha ocurrido el mecanismo compensador de la infiltración, pudiera ser el de la cuenca White Hollow en Tennessee, EE.UU. (Jurisdicción del valle de Tennessee, 1961). Antes de mejorar su cobertura vegetal, dos terceras partes de esta cuenca consistían en bosque mixto secundario en malas condiciones (debido a incendios, tala explotadora y pastoreo), con otro 26% bajo maleza pobre. Aproximadamente 40% de la cuenca se estimó como sujeta a una erosión mas o menos severa al inicio de las medidas correctivas. Después de extensas obras de restauración físicas y vegetativas, los caudales pico disminuyeron considerablemente dentro de los primeros dos años, especialmente en el verano. Sin embargo, ni la cantidad anual de agua ni los flujos bajos cambiaron significativamente en el transcurso de los siguientes 22 años de recuperación forestal y reforestación. Se concluyó que el agua adicional requerida por los árboles en recuperación y los plantados adicionalmente fue equilibrada por la infiltración mejorada (Jurisdicción del Valle de Tennessee, 1961). Es bastante posible, pues, que la ausencia de cambios principales en los flujos tanto bajos como totales en White Hollow reflejen principalmente la falta de contraste entre la vegetación alta y la baja, como sería el caso al reforestar una cuenca verdaderamente deforestada y degradada. El apoyo para esta opinión proviene de la observación de Trimble et al., (1987) que las reducciones en caudales de varias cuencas grandes en el sureste de los EE.UU. que habían sufrido una erosión considerable antes de ser parcialmente reforestadas, fueron mayores durante los años de sequía. Adicionalmente, el efecto se hizo más pronunciado en la medida que los árboles crecían. Un caso similar fue descrito recientemente en una cuenca que había sido seriamente degradada en la parte mediterránea de la Slovenia (antigua Yugoslavia), donde el retorno espontáneo de bosque deciduo produjo una reducción continua en la producción anual de agua en un periodo de 30 años, con las reducciones más fuertes ocurriendo también una vez más durante los meses secos del verano (Globevnik y Sovinc, 1998). Por lo tanto, en ambos ejemplos del mundo real el aspecto del uso del agua domina al aspecto de la infiltración, a pesar de los contrastes un poco modestos en el uso del agua entre los bosques y pastos o por cultivos sometidos a las condiciones climáticas predominantes (Hibbert, 1969).

INSERTE LA FIG. 9 AQUÍ

Desgraciadamente, tales hallazgos ofrecen pocos prospectos para la posibilidad de elevar significativamente los flujos durante las épocas secas en el trópico húmedo mediante la reforestación con especies de rápido crecimiento (generalmente exóticas), a pesar de las aseveraciones contrarias (Cheng, 1999). Las diferencias máximas observadas entre el uso anual de los pinos o eucaliptos y vegetación corta (pasto, cultivos) en condiciones subtropicales de humedad abundante, alcanzan valores de 500-700 mm a escala de cuenca (Fig. 9) y valores aún más altos (>1000 mm) en parcelas individuales con crecimiento arbóreo particularmente vigoroso (Dye, 1996; Waterloo et al, 1999). Los beneficios hidrológicos incurridos por los incrementos limitados en las capacidades de infiltración de la superficie del suelo observados tras la reforestación de tierras degradadas en Nepal y Sri Lanka ya citadas, son sencillamente rebasados por los altísimos requerimientos de agua. Para empeorar aún más las cosas, el uso de agua de las especies de árboles más comúnmente plantadas llega a su pico mucho antes que los periodos generalmente requeridos para una recuperación completa de la capacidad de infiltración del suelo (Fig. 9; Gilmour et al., 1987). La conclusión de que los caudales durante los periodos secos, de por sí disminuidos en las áreas tropicales degradadas, pudieran disminuir aún más con la reforestación con especies de rápido crecimiento es por lo tanto, inevitable Bruijnzeel, 1997). En vista de la envergadura del problema de flujo básico, las pruebas de maneras alternativas de incrementar la retención de agua en las cuencas tropicales sin el uso excesivo de agua normalmente asociado con las plantaciones de árboles exóticos, debe ser prioritario. En este sentido se pudiera pensar en (una combinación de) medidas físicas de conservación (por ejemplo terrazas con peraltes empastados, trincheras de contorno, pozos de absorción en las áreas de asentamiento: Roessel, 1939; Negi et al., 1998, Purwanto, 1999; Van Dijk, 2002), franjas de "filtro" vegetas en puntos estratégicos del terreno (Dillaha et al., 1989; Van Noordewijk et al., 1998) y el uso de especies autóctonas que quizá consuman menor cantidad de agua (Negi et al., 1998), posiblemente en un contexto agroforestal en el cual los árboles puedan también contribuir a mantener la estabilidad de las laderas (Young, 1989; O'Loughlin, 1984). Calder (1999) ha sugerido el uso de rotación de terreno, en el cual se alternan periodos con bosque con periodos de cultivo como un método potencial para reducir el filtrado a largo plazo de las reservas hídricas del suelo adyacente a los árboles. Naturalmente que para que este método sea realmente exitoso, se deberá evitar la degradación del suelo durante la fase de cultivo.

Los bosques y la sedimentación en las cuencas del trópico

Consideraciones generales

Resultados tales como que las cantidades generales de caudal provenientes de áreas no forestales son mayores que las asociadas con áreas forestales (Figs. 2, 9) o que los cambios en los volúmenes del caudal durante los eventos de precipitación (inundaciones) están menos determinados por la presencia o ausencia de una cobertura boscosa conforme la precipitación se hace más extrema, no debieran interpretarse como que la pérdida de bosque no se acompaña de efectos adversos serios (Smiet, 1987). Por el contrario, la erosión superficial y la sedimentación en las cuencas normalmente muestran incrementos dramáticos cuando se remueve el bosque (Gilmour, 1977; Fritsch, 1992; Douglas, 1996; Fig. 10). Al tratar los efectos de los cambios en el uso del suelo sobre la erosión y la

sedimentación, es de gran ayuda distinguir entre la erosión superficial, erosión por corrientes de agua y movimientos en masas, porque la habilidad de la cobertura vegetal para controlar las formas de erosión es ampliamente diferente. La producción de sedimentos bajo condiciones de bosque natura puede ser muy diferente, dependiendo de la importancia relativa de los mecanismos de contribución respectivos (Pearce, 1986). Por ejemplo, la producción de sedimentos en suspensión de las cuencas en bosque lluvioso pueden ser tan bajos como 0.25 t/ha/año en las áreas tectónicamente estables con suelos que no estén sujetos ni a la erosión superficial significativa ni a erosión hídrica extensa, ni a los movimientos en masa (Douglas, 1967; Malmer, 1990; Fritsch, 1992; Fig. 10, categoría I). Por otra parte, en las laderas situadas en áreas tectónicamente activas y expuestas a fallas de deslizamiento como en el Himalaya y alrededor del Pacífico, dicho rendimiento puede incrementarse a 35-40 t/ha/año (Pain y Bowler, 1973; Li, 1976; Ramsay, 1987ab; Dickinson et al., 1990), mientras que se han reportado valores aún más altos en situaciones en las cuales la erosión superficial y los movimientos en masa están descontrolados, como en las margas en Java (hasta 45 t/ha/año; Coster, 1938; Van Dijk y Ehrencron, 1949; Fig. 10, categoría IV). Es evidente entonces que cualquier efecto de la tala del bosque sobre la cantidad de sedimento será mucho mayor en las áreas donde las tasas naturales de sedimento tienden a ser bajas. Por ello se debe tener cautela al comparar las cifras de cantidades de sedimento para diferentes regiones (cf. Forsythe, en este volumen). Asimismo, el hecho de que una cantidad considerable del material vertido a las corrientes por movimientos en masa (de gran profundidad) tiende a ser bastante grueso y será transportado principalmente como grava (generalmente no medible), lo que complica las estadísticas (Pickup et al., 1981; Simon y Guzmán-Rios, 1990).

Es igualmente importante diferenciar entre la erosión *in situ* y la de río abajo (o efecto a distancia), porque no todo el material erosionado entrará a la red de corrientes de drenaje de manera inmediata. Una parte puede quedar permanentemente depositada en las depresiones, o a los pies de las laderas o en las planicies aluviales, etc. Por lo tanto, los efectos de alteración de las propiedades de los suelos pueden ser observados más tempranamente sobre las laderas mismas (como erosión superficial aumentada y pérdida de productividad vegetal) que río abajo (como incrementos en productividad de sedimento captado). Debido a que la cantidad de oportunidades de almacenamiento de sedimentos generalmente se incrementa de acuerdo al tamaño de la cuenca, el compás de espera entre los eventos *in situ* y a distancia tiende a incrementarse también proporcionalmente con el tamaño de la cuenca (Walling, 1983; Pearce, 1986). Por lo tanto ambos efectos deben de tomarse en cuenta si es que se quiere aclarar el punto. Un ejemplo pertinente incluye el estudio de la erosión superficial de las laderas de los montes y de los patrones de producción de sedimentos durante la transición de bosque (de pinos) a malezas y luego a cultivos anegados en laderas muy inclinadas en una cuenca pequeña situada en las altiplanicies volcánicas de Java oriental (Bons, 1990). Se observó que el rendimiento o producción de sedimentos se incremento inmediatamente cuando los agricultores empezaron a retirar la maleza para plantar tabaco y hortalizas. Sin embargo resultó prematuro atribuir este incremento en la producción de sedimentos a la actividad de cultivo de las laderas, porque las mediciones en el sitio revelaron que no se presentaba erosión sobre los campos recién desmontados. Aún más, los agricultores habían empezado a remover los troncos caídos en el río que habían sido abandonados por los taladores, para usarlos como combustible. En este proceso se liberó sedimento que se había represado tras

los troncos cuando las orillas del río fueron dañadas durante la extracción maderera (Bons, 1990). De manera similar (Fritsch y Sarrailh, 1986) explicaron un contraste dramático en la carga sedimentaria de un afluente (6 t/ha/año) y desplazamiento de suelos de ladera por maquinaria pesada (equivalente a 1200 t/ha/año) durante un desmonte de bosque en la Guayana Francesa, mediante el efecto de filtro de un muro de tierra y restos de madera acumulados alrededor del fondo de un valle demasiado húmedo como para permitir el acceso de maquinaria en ese momento.

Un tercer argumento es el hecho de que las cargas de sedimentos por las corrientes tienden a variar enormemente en el tiempo, con valores desproporcionadamente altos durante los periodos (o años) de gran abundancia de agua, o aún durante eventos extremos individuales (Walling, 1983; Dickinson et al., 1990; Douglas et al., 1999). Por ello, es necesario muestrear adecuadamente los eventos pico, o de lo contrario las medidas de la cantidad de sedimentos se verán seriamente sub-evaluados. Un ejemplo pertinente fue proporcionado por Biksham y Subramanian (1988) para el río Godavari en la India central. Basado en el muestreo ocasional durante las estaciones respectivas en un período de tres años, la cantidad anual de sedimentos en suspensión se subvaluó en un 240% en comparación con el estimado basado en un muestreo diario. Asimismo, los efectos de eventos de índole extrema que bruscamente liberan gran cantidad de sedimentos al sistema de drenaje (tales como sismos, ciclones o erupciones volcánicas (Goswami, 1985; White, 1990; Douglas, 1996), pueden notarse mucho tiempo después del evento mismo, especialmente en los grandes sistemas fluviales. Un ejemplo extremo se ve en el río Brahmaputra, donde el lecho fluvial continuó elevándose en un tramo de 600 km durante 21 años después de un fuerte terremoto ocurrido en agosto de 1950. Una vez que las aportes de sedimento al río fueron disminuyendo al principio de la década de 1970, el río lentamente empezó a cavar su lecho un vez más y por lo tanto se incrementaron las concentraciones generales de sedimentos en las estaciones ubicadas río abajo (Goswami, 1985). Por lo tanto debemos tener precaución al interpretar cambios en la producción de sedimentos en un tiempo determinado y en una estación de aforo particular, y reconocer que dichos cambios no siempre serán directamente imputables a la “deforestación” (v.gr.: Braveen, 1979; Narayana, 1987).

Con estas salvedades, qué puede ofrecer la investigación con respecto a la influencia de la remoción del bosque y el subsecuente manejo del suelo sobre la producción de sedimentos (erosión) y el rendimiento de sedimentos en las cuencas del trópico húmedo?

Erosión superficial

Esta forma de erosión rara vez es significativa en las áreas donde la superficie del suelo se encuentra protegida contra el impacto directo de la lluvia, ya sea por una capa de hojarasca producida por la vegetación o a través de la aplicación de material (paja y material orgánico) en áreas agrícolas. Los resultados de unos 80 estudios de tasas de erosión superficial en el bosque tropical y sistemas de explotación maderera han sido comparados en la Tabla 1 (tomado de Wiersum, 1984). Aunque los datos revisten una calidad variable y corresponden a una variedad de tipos de suelos, claramente señalan que la erosión superficial es mínima en los casos donde el suelo tiene una protección adecuada (categorías 1-4). Las tasas de erosión se incrementan discretamente con la remoción de la cobertura

vegetal (categoría 5) pero se incrementan dramáticamente cuando se remueve o destruye la capa de detritus (categorías 8-9). El efecto inicial es bastante pequeño debido al efecto de la materia orgánica residual sobre la estabilidad del agregado del suelo y la capacidad de infiltración (nos. 6-7); Gonggrijp, 1941a; Wiersum, 1985; Lal, 1996) pero se torna considerable con las alteraciones repetidas por quemas, raleo frecuente o pastoreo excesivo, los cuales tienden a compactar o crear costras en el suelo, dando como resultado infiltración impedida y provocando una erosión acelerada (Jazmín, 1975; Costales, 1979; Toky y Ramakrishnan, 1981).

INSERTAR TABLA 1 AQUÍ

Los resultados comparativos en la Tabla 1 confirman la importante afirmación de Smiet (1987) que los márgenes para el manejo forestal con respecto a la protección del suelo contra la erosión son mucho más amplios que aquellos asociados con el apacentamiento o los cultivos anuales. Si bien es cierto que los bosques degradados tanto naturales como plantaciones en varios altiplanos tropicales aún pueden satisfacer un papel protector porque sus espacios son generalmente rápidamente colonizados por especies pioneras (crecimiento de una vegetación secundaria en forma natural), los pastizales son más proclives a los incendios, sobre pastoreo y deslizamientos (Jazmín, 1975; Gilmour et al., 1987; Haigh, 1984). Por otra parte, la erosión en pastizales bien cuidados (Fritsch y Sarrailh, 1986), o en bosques sometidos a apacentamiento moderado (Wiersum, 1984) y campos agrícolas con medidas apropiadas de conservación de suelos y sobre laderas estables (Hudson, 1995; Paninbatan et al., 1995; Young, 1989) es generalmente baja.

Existen pruebas cada vez mayores de que las tasas de erosión en o alrededor de superficies tan compactadas como las de rampas de arrastre plataformas de carga para leños, caminos, senderos y asentamientos pueden ser muy altas, especialmente cuando acaban de construirse (35-500 t/ha/año); Henderson y Witthawatchutikul, 1984; Bons, 1990; Risjdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991; Nussbaum et al., 1995; Malmer, 1996; Purwanto, 1999). Además, los muy considerables volúmenes de escurrimientos generados por dichas superficies pueden promover formación de barrancos y hondonadas cuesta abajo y pérdidas en masa. Por lo tanto, como ya se había apreciado con respecto a los escurrimientos (Fig. 8) los aportes de sedimentos a la red de corrientes hechos por los caminos y los asentamientos pueden ser desproporcionadamente grandes para su superficie relativamente tan pequeña (ver abajo). Se requiere de más investigación para incorporar dichas aportaciones a la generación actual de modelos de erosión y de rendimiento de captación de sedimento (cf. De Roo, 1993; Ziegler et al., en este volumen).

Erosión hídrica o formación de hondonadas por el agua

La erosión hídrica es un fenómeno relativamente raro en la mayoría de los bosques lluviosos, pero puede ser desencadenada durante precipitaciones extremas cuando el suelo queda expuesto por caídas de árboles o deslizamientos (Ruxton, 1967). En otros casos, las hondonadas pueden formarse por el colapso de los “tubos” del subsuelo (Morgan, 1985). Como ya se dijo, la formación activa de hondonadas en áreas anteriormente boscosas frecuentemente se relaciona a la compactación del suelo por abuso del pastoreo o por el manejo inadecuado de escurrimientos provenientes de caminos, senderos y asentamientos

humanos (Bergsma, 1977). Poesen et al. (2003) subrayaron la importancia de estas hondonadas para captar sedimentos en vista de la “conectividad” incrementada fomentada por hondonadas entre las laderas y las quebradas. Si las hondonadas no se tratan rápidamente, podrán evolucionar a una etapa en la cual su restauración se hace difícil y onerosa. El efecto moderador de la vegetación sobre este tipo de erosión activa es limitado, y se requerirán medidas mecánicas adicionales tales como represas, muros de retención y zanjas de desvío (Blaisdell, 1981; FAO, 1985, 1986a).

Erosión en masa

Este movimiento en masas caracterizado por desprendimientos o derrumbes de origen profundo (>3m) no es influenciado de manera apreciable por la presencia o ausencia de una cobertura boscosa bien desarrollada. Los factores geológicos (grado de disyunción, sismicidad), topográficos (forma e inclinación de las laderas) y climáticos (especialmente lluvias) son los factores dominantes (Ramsay, 1987ab). Sin embargo, la presencia de una cobertura boscosa generalmente se considera importante para la prevención de derrumbes someros o poco profundos (<1m), siendo el factor principal un reforzamiento mecánico del suelo mediante la red radicular de los árboles (Starkel, 1972; O’Loughlin, 1984). Bruijnzeel y Bremmer (1989) citaron observaciones sin publicar de I.R. Manadhar y N.R. Canal acerca de la ocurrencia de derrumbes someros en un área con fondo de piedra caliza y filitas ubicadas en los Montes Medios de Nepal. La mayoría de los 650 deslizamientos registrados entre 1972 y 1986 fueron provocados sobre laderas muy pronunciadas (>33 grados) y deforestadas, en el transcurso de una sola tormenta, mientras que tan solo unos pocos derrumbes ocurrieron en la zona bajo bosques y con mayor precipitación. Sin embargo, bajo ciertas condiciones extremas tal como el paso de un ciclón, la presencia de una cubierta arbórea muy alta puede devenir en desventaja, puesto que los árboles expuestos son proclives a ser arrancados de cuajo y además su peso puede ser un factor decisivo una vez que los suelos se saturan. Scatena y Larsen (1991) reportaron que de 285 derrumbes asociados con el paso del Huracán Hugo sobre Puerto Rico oriental, 77% ocurrieron sobre cordilleras y laderas forestales. Más de la mitad de estos deslizamientos someros se presentaron sobre laderas cóncavas que habían residido cuando menos 200 mm de precipitación. Brunnsden et al. (1981) describieron un ejemplo similar en el este de Nepal donde el movimiento en masa sobre un bosque sobre laderas escarpadas fue mucho más intenso que sobre áreas de cultivo en laderas más suaves. Aunque frecuentemente presentes en grandes cantidades, estas fallas pequeñas y poco profundas generalmente son rápidamente revegetadas y, debido a su ocurrencia predominantemente sobre las porciones más altas y centrales de las laderas, contribuyen relativamente poco a las cargas sedimentarias de los afluentes en general, en contraste con sus contrapartes de mayor profundidad (Ramsay, 1987a).

Producción (rendimiento) de sedimentos en una cuenca.

Lo anterior sirve para ilustrar que no se pueden asignar valores “típicos” para los cambios en la producción o rendimiento de sedimentos captados al ser alterados los bosques. A pesar de ello podemos formarnos una idea analizando la Figura 10, la cual resume los resultados obtenidos por más de 60 estudios sobre producción de sedimentos suspendidos obtenidos de cuencas pequeñas y medianas (generalmente <<100 km²) ubicadas en el

sureste asiático como una función del substrato geológico, cobertura vegetal y grado de alteración del bosque natural (basados en las siguientes fuentes para Malasia: Lai, 1993; Baharuddin y Abdul Rahim, 1994; Greer et al., 1995; Douglas, 1996; Para Indonesia; Van del Linden, 1978, 1979; Bons, 1990; Rijdsdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991; Purwanto, 1999; Para las Filipinas; Dickinson et al, 1990; y para Tailandia; Alford, 1992).

INSERTE LA FIG. 10 AQUÍ

Bajo condiciones boscosas originales, el rendimiento de sedimentos en suspensión generalmente es menor a 1 t/ha/año para cuencas muy pequeñas (<50 ha), sin tener en cuenta que tengan base de rocas graníticas, volcánicas jóvenes o rocas sedimentarias (Fig. 10, categorías I-III). Se han obtenido valores un poco mayores (típicamente de 3-5 t/ha/año) para cuencas boscosas de unos cuantos kilómetros cuadrados de extensión sobre roca sedimentaria y volcánicas jóvenes, mientras que se ha reportado un rendimiento de sedimentos mucho mayor (66 t/ha/año) para una cuenca boscosa de tamaño intermedio (45 km²) en la Java central sobre suelos de marga inestable (Van Dijk y Ehrencron, 1949; Fig 10, categoría IV)⁵

La construcción de carreteras, rampas de arrastre y plataformas de carga para leños durante las operaciones de tala mecanizada representan serias alteraciones al bosque y generalmente causan incrementos en la producción de sedimentos de 10 a 20 veces mayores (Fig. 10, categorías V y VI, respectivamente). Sin embargo, el efecto generalmente disminuye a los pocos años conforme las rampas se cubren de vegetación nueva, los caminos se estabilizan y (en el caso del desmonte) se establece la nueva vegetación (Douglas et al., 1992; Malmer, 1996), aunque el sedimento almacenado pudiera movilizarse nuevamente por eventos extremos aún después de varios años (Douglas et al., 1999). Los incrementos en la producción de sedimentos asociados con la extracción selectiva de impacto reducido (RIL) generalmente son mucho menores aquellos producidos por la explotación comercial del bosque (Baharuddin y Abdul Rahim, 1994; Fig. 10, categoría V). El bajo impacto del desmonte en cuencas muy pequeñas del este de Malasia (Fig. 10, parte inferior de la categoría VI) se relaciona probablemente con el atrapamiento de material erosionado por los desechos de la tala, debido a que las rampas de arrastre en la región mostraron una alta tasa de erosión de aprox. 500 t/ha/año (Malmer, 1996). Se han registrado altas tasas de generación de sedimentos también en las cuencas agrícolas pequeñas en terrenos volcánicos (hasta de 55 t/ha/año; Fig. 10, categoría VII) y de marga (10-27 t/ha/año; categoría VII) en Java. La producción de sedimentos en cuencas de tamaño intermedio en uso mixto del suelo (Incluyendo bosque en diversas etapas de crecimiento) se incrementan según la secuencia: granito < volcánicas jóvenes < margas (Fig. 10, categorías IX, X y XI respectivamente). Finalmente los efectos dramáticos de agresiones tan drásticas como lo son la urbanización, la minería y la construcción de carreteras o caminos son contundentemente comprobadas aún por los pocos datos

⁵ Debido a que las observaciones antes de la guerra de Java se basaron en mediciones spot o al azar a intervalos fijos durante el día, y debido a las características de picos exagerados en los escurrimientos de las áreas de margas, la cifra citada debe considerarse como subvaluada, posiblemente hasta por un factor de dos (D.C. van Enk, comunicación personal).

disponibles, indiferentemente del sustrato geológico (Fig. 10, categoría XII; Douglas, 1996; Pickup et al., 1981; Henderson y Witthawatchutikul, 1984).

Las cifras generales de generación de sedimentos en cuencas de tamaño mediano que abrigan una gran variedad de tipos de cubierta de suelos no proporcionan información acerca de los orígenes principales del sedimento. Sin embargo es de gran importancia para el diseño y evaluación de los esquemas de conservación de suelos el conocer qué porciones de la cuenca, o qué procesos, contribuyen con la mayoría del sedimento.

Una vez más, el aspecto fisiográfico es de gran importancia. Por ejemplo, Fleming (1988) calculó que una reducción en pérdidas de suelos en tierras sometidas a pastoreo abusivo en la cuenca Phewa Tal de los Montes Medios de Nepal hasta un nivel representativo de pastizales mejorados, tendría apenas un efecto insignificante (aprox. 1%) sobre la tasa a que se estaba colmatando un lago río abajo debido a que 95% del sedimento que entraba al lago se derivaba de remoción en masa y erosión de bordes geológicamente controlados (Ramsay, 1987a). Una experiencia muy diferente se obtuvo en la cuenca volcánica igualmente escarpada de Konto (233 km²) en Java oriental, Indonesia, la cual disponía de dos terceras partes de su área bajo bosque degradado y la parte restante utilizada en uso agrícola intensivo (tanto de riego como de temporal) y asentamientos humanos. Se estimó que la remoción en masa y la erosión de bordes contribuían tan solo el 9% del total sedimentos, mientras que las carreteras, asentamientos y senderos (que en conjunto ocupaban aprox. 5% del área restante) contribuían aproximadamente con el 54%, siendo el 37% restante, el sedimento que provenía de aprox. 20% del área ocupada por cultivos de anegados (de datos revisados de Rijdsjik y Bruijnzeel, 1991). Visto bajo esta óptica, pareciera que existe gran campo de acción para la reducción de la generación de sedimentos en esta área en especial. En vista de la influencia desproporcionadamente grande sobre los escurrimientos y la generación de sedimentos ejercida por carreteras, senderos y asentamientos, se debiera poner atención y cuidado al adecuado manejo de las descargas atrapando los escurrimientos excesivos y sedimentos provenientes de dichas áreas. Purwanto (1999) documentó cómo se instalaron pozos de absorción en poblados de las tierras altas de Java oriental no solamente para interceptar los excesos de agua, sino incrementar también la infiltración y los flujos básicos. Desafortunadamente, las bocas de los pozos tendieron a taponarse rápidamente por las basuras arrastradas por el agua lo cual redujo seriamente su eficiencia (L.A. Bruijnzeel, observación personal).

Aunque existen ciertos controles geológicos sobre la generación de sedimentos (especialmente la presencia o ausencia de suelos inestables de las margas), se puede llegar aquí a una conclusión importante con la Fig. 10: Los incrementos en la generación de sedimentos durante operaciones de la tala de los bosques y la extracción selectiva de maderas se pueden mantener reducidos mediante técnicas de extracción con impacto reducido (RIL), las cuales minimizan las alteraciones del suelo (Malmer, 1990, 1996; Baharuddin y Abdul Rahim, 1994; cf. Bruijnzeel, 1992; Dykstra, 1994). Asimismo, a pesar de que los datos publicados acerca del efecto positivo sobre la producción de sedimentos incurridos por medidas de conservación de suelos o reforestación en el trópico húmedo aparentemente están limitadas a cuencas de orden cero (o sea que no tienen flujo perenne; e.g. Gonggrijp, 1941a; Amphlett, 1986; Amphlett y Dickinson, 1989; Bruijnzeel y Bremmer, 1989; Daño, 1990), se puede esperar un efecto igualmente grande en cuencas que

no sufren un extenso desgaste o destrucción de masiva, tales como las ya citadas en el área de Konto en Java oriental. Se requiere de mayor trabajo para corroborar esta afirmación utilizando una variedad de escalas. A todo esto, es importante entender que no importa que clase de medidas se tomen para reducir la producción de sedimento *in situ*, su efecto pierde eficacia conforme se evoluciona río abajo. Un aspecto relacionado y con frecuencia descuidado, es la escala de tiempo a la cual un sitio dado en la parte baja de una cuenca se beneficia de la actividad re-habilitadora en las partes altas de la misma (Pearce, 1986). En las grandes cuencas fluviales, puede haber tal cantidad de sedimentos almacenados en el lecho mismo del río, que éste se convierte en una fuente de abastecimiento de sedimentos a largo plazo aún si se eliminaran todos los insumos generados por el hombre (cf. el ejemplo anteriormente citado del Brahmaputra; Goswamin, 1985). Los resultados de un gran proyecto de rehabilitación de suelos en China sugieren que reducciones en generación de sedimentos hasta del 30% podrán esperarse después de 20 años para cuencas de gran tamaño (100,000 km²). Una porción significativa de esta reducción se logró atrapando el sedimento tras varias represas de control y trampas de arena (Mou, 1986). Por ello, la expectativa tan frecuentemente enunciada de que la reforestación tierra arriba solucionará problemas río abajo requiere de especificidades en tiempo y espacio para su logro, y es importante no dar falsas esperanzas al respecto (Goswami, 1985; Pearce, 1986). Las interacciones entre las partes altas y las partes bajas de una cuenca en el trópico han sido descuidadas en su estudio y por lo tanto se requiere de mayor investigación en ellas.

Requerimientos de investigación

Una vez revisados los diversos impactos hidrológicos de la conversión del bosque tropical en las anteriores secciones, que da entonces la pregunta ¿cuáles son los principales vacíos en investigación o en información remanentes que impiden un adecuado manejo de los recursos hídricos y de suelos? La respuesta quizá no sea tan directa como se esperaría, puesto que habrá diferentes respuestas según el grupo que la conteste (cf. Tomich et al., en este volumen). Existen los que creen que la clave para solucionar los problemas de manejo de los suelos en el trópico húmedo radica en un “mayor énfasis” sobre las estrategias de investigación biofísica (incluyendo hidrología de laderas) (Bonell y Balek, 1993). Otros (Hamilton y King, 1983; Pereira, 1989; Bruijnzeel, 1986, 1990) subrayaron la necesidad de “poner en práctica los conocimientos adquiridos hasta ahora”. La respuesta probablemente esté a mitad de ambos criterios. A continuación se presenta una selección (modificada y actualizada de Bruijnzeel, 1996) de lo que éste autor interpreta como los vacíos de mayor importancia en nuestro entendimiento de las consecuencias hidrológicas de las conversión de los bosques del trópico húmedo en general y en el sudeste de Asia en particular.

Efectos de la conversión de bosques sobre los patrones regionales de precipitación.

En vista de las demandas continuamente mayores de agua en la región (Rosengrant et al., 1997; Abdul Rahim y Zulkifli, 1990) las tendencias hacia la aridez creciente observada en diferentes partes del sur y el sureste de Asia (Sri Lanka: Madduma Bandara y Kurupparachchi, 1988; Java; Wasser y Harger, 1992; posiblemente el norte de la India: Valdiya y Bartayra, 1989) son motivo de potenciales preocupaciones mayúsculas. Existe campo para un riguroso análisis a largo plazo de registros de precipitación en dichas regiones para indagar la persistencia y extensión en superficie de las lluvias. Un análisis

semejante no tan solo tendría que analizar las diversas fluctuaciones cíclicas a las cuales nos hemos referido, sino también analizar si los decrecimientos en precipitaciones en las estaciones de las partes bajas quizá se presenten paralelas a los incrementos en las partes altas de las cuencas (cf. Fleming, 1986). Se pueden identificar estaciones pluviométricas en áreas que han permanecido boscosas a través del período de observación y otras que han experimentado deforestación en gran escala. El análisis pudiera modelarse en el programa exitoso FRIEND-AOC el cual recientemente analizó la variabilidad climática en el África húmeda que bordea el Golfo de Guinea (Servat et al., 1997; Paturel et al., 1997). La elección de áreas prospectivas de investigación quizá debiera ser guiada no solamente por consideraciones de disponibilidad de datos, sino también por la observación de Koster et al. (2000) de que el principal factor potencial de influencia sobre el cambio en la cobertura del suelo en el clima debe esperarse que ocurra en las zonas transicionales de climas húmedos a sub-húmedos.

Adicionalmente, a pesar de que las características de radiación de la vegetación secundaria en el territorio continental del sureste asiático han mostrado semejanza con las del bosque original a los 10 años de su tala, el albedo de los pastizales de *Imperata* es marcadamente mayor que el del bosque (Giambelluca et al., 1999). Como tal, sería sumamente interesante examinar a través de enfoques de modelos climáticos de mesoescala (cf. Lawton et al., 2001; Van der Molen, 2002) hasta qué grado la diseminación de dichos pastizales en la región (e.g. in las Islas Filipinas, Quimio, 1996; Kalimantan sur, MacKinnon et al., 1996) pudieran haber influido en el clima local (en la intensidad de la brisa marina, por ejemplo), como lo han sugerido algunos (Nooteboom, 1987). Lo mismo pudiera aplicarse a ciertas áreas sometidas a urbanización vertiginosa, tales como Java. Empero, antes de poder obtener resultados significativos con el enfoque del modelo climático, se deberán mejorar la parametrización de las simulaciones en los bosques lluviosos, pastizales y ciudades del sureste de Asia. Las simulaciones con deforestación previa (Polcher y Laval, 1994; Hendeerson-Sellers et al., 1996) tuvieron que apoyarse bastante sobre los valores parámetros obtenidos para bosque y pastizal en la Amazonia central continental, que pudieran no ser aplicables bajo las condiciones del índole mas “marítimo” predominantes de Malasia, Indonesia y las Filipinas (cf. Koster et al., 2000; Dolman et al., en prensa). Por ejemplo, existen indicaciones de que la interceptación de las lluvias en el sureste de Asia pudiera ser cuando menos el doble de la que se reporta para la Amazonia central, posiblemente debido la advección en gran escala proveniente de los mares tibios que la rodean (ver Tabla 2 en Schellekens et al., 2000). Finalmente, con la reforestación proyectada de varios millones de hectáreas de pastizales de *Imperata* con especies de árboles de rápido crecimiento en Kalimantan (C. Cossalter, comunicación personal) existe la posibilidad de la presentación de una oportunidad única para estudiar los efectos (de haberlos) de la plantación a gran escala de árboles en lluvias sub-regionales, y por lo tanto verificar las predicciones de las simulaciones del modelo atmosférico de mesoescala.

Efectos del cambio en cubierta de suelos sobre los flujos básicos

Aunque la tendencia del cambio en la producción total de agua después de la tala del bosque tropical está ya bien establecido, las variaciones observadas son tales que no se pueden efectuar predicciones reales cuantitativas para ningún área en particular (Fig. 2). Por ello, existe la imperante necesidad de suplementar el enfoque tradicional de cuencas

pareadas con la identificación y cuantificación de los procesos y aplicaciones de modelos físicos (e.g. TOPOG; Vertessy et al, 1993, 1998). Discutiblemente, dichas investigaciones combinadas son especialmente urgentes para determinar los efectos sobre los flujos básicos, a saber: (i) el plantar árboles exóticos (de rápido crecimiento); (ii) la implementación de diferentes técnicas de conservación de suelos (solos o combinadas), incluyendo terrazas en banca, capas de abono y hojarasca, franjas de filtros vegetativos, pozos de colección se escurrimientos en los asentamientos, trincheras de contorno, sistemas agro-forestales, etc.; y (iii) la conversión de bosques nubosos montanos a tierras de pastoreo o de cultivo agrícola. Como ya se dijo, tales trabajos deberán conducirse preferentemente como estudios de cuencas pareadas, complementadas con modelos y mediciones orientadas a identificar los procesos.

Para la aplicación exitosa de los modelos hidrológicos distributivos que sean capaces de representar mecanismos de retroalimentación complejos entre el clima, la vegetación y los suelos (por ejemplo, los efectos de la profundidad de suelos sobre el uso de agua por el bosque), se requiere de muchísima más información acerca de las características hidrológicas de los distintos tipos de cobertura vegetal post-bosque, incluyendo los cultivos en las partes altas de las cuencas (cf. Giambelluca et al., 1996, 1997, 1999; Bigelow, 2001; Van Dijk y Bruijnzeel, 2001a, Van Dijk, 2002). Asimismo, se requiere conocer mucho más de los cambios asociados entre las propiedades hidráulicas de los suelos y sus características específicas de retención de humedad (Bonell, 1993; Elsenbeer et al., 1999; Godsey y Elsenbeer, 2002), y los patrones radiculares (Nepstad et al., 1994; Coster, 1932ab). En cuanto a los primeros, se requieren mediciones adicionales del uso del agua y las características de la interceptación de las lluvias como una función de la edad de la vegetación para las especies mas ampliamente plantadas, incluyendo *Acacia mangium*, *Gmelina arborea*, *Paraserianthes falcataria*, *Grevillea robusta*, así como (aunque menos frecuentes) pinos y eucaliptos, teca y caoba, para los cuales existe unza gran cantidad creciente de información disponible (resumida por Bruijnzeel, 1997; Scott et al., en prensa). Dados los efectos frecuentemente adversos sobre los flujos de caudales al plantar especies exóticas de árboles, se debe prestar especial atención a las evaluaciones comparativas de las especies autóctonas (Bigelow, 2001). Idealmente, estas mediciones deberían manejar un rango de condiciones climáticas y de suelos, lo cual sería costoso en términos de tiempo. Una alternativa efectiva sería efectuar observaciones comparativas en un número limitado de sitios, tales como campus universitarios o terrenos de instituciones de investigaciones silviculturales, los cuales frecuentemente tienen plantaciones en bloque de las especies de uso frecuente. Existe un amplio enfoque en este respecto, para el uso de la fisiología de los árboles en el consumo de agua, tales como la velocidad de pulsos de calor o flujo xilematico y las técnicas de equilibrio de calor (Smith y Allen, 1996). Ésta última sería igualmente útil en la evaluación del uso del agua por los árboles dentro del contexto de los sistemas agroforestales (cf. Ong y Khan, 1993); al efectuar comparaciones entre bosques ubicados de manera diferente en el terreno (por ejemplo crestas secas vs. pies de ladera húmedas; áreas de crecimiento pobre debido a compactación de suelos), o donde los suelos son poco profundos sobre bases de roca fracturada descartan el uso de enfoques de hidrológicos más tradicionales (balance hídrico). En vista de la retroalimentación importante ejercida por la humedad de suelos sobre el consumo de agua de la vegetación en las áreas sub-húmedas, de debe poner especial atención a investigar los patrones radiculares y los cambios asociados con la edad de la vegetación (ver Coster, 1932ab).

Así mismo, la falta de información cuantitativa detallada sobre los cambios en la capacidad de infiltración de los suelos, los perfiles de conductividad hidráulica con respecto a la profundidad del suelo, la capacidad de retención de humedad y la de almacenamiento de agua y la profundidad de raíces asociada con los cambios en el uso del suelo en el trópico, exige campañas de muestreo sistemático para poder aprovechar plenamente los modelos físicos orientados a simular las condiciones de los caudales y los efectos asociados en cuencas hidrográficas. La base de datos muestra debilidad para los temas de cultivos anegados en las partes altas, plantaciones y regeneración del bosque o rastrojos con más de 15 años. Las campañas nuevas de muestreo pudieran seguir un planteamiento de “serie falsas de tiempo” (Gilmour et al., 1987; Giambelluca et al., 1999; Waterloo et al. 1999). Con cautela, Bonell (1993) advirtió que la transferencia al trópico húmedo de modelos físicos hidrológicos pudiera conllevar complicaciones. Por ejemplo, la superficie del lecho rocoso subyacente quizá no esté paralelo a la topografía visible en los terrenos tropicales en suelos profundamente intemperizados. En esos casos, la fácil suposición de que las gradientes hidráulicas de los flujos sub-superficiales correrán paralelos a la superficie del suelo (O’Loughlin, 1990) pudieran no ser válidas (cf. Quinn et al., 1991). De hecho, un estudio reciente en la parte oriental de Puerto Rico que empleó técnicas geofísicas para trazar la topografía del subsuelo, encontró que la superficie de alteración (roca fresca) estaba más bien paralela a la gradiente general de la corriente principal a lo largo de toda el área de la cuenca y no de la topografía de la superficie (Schellekens, 2000).

En cuanto a los efectos hidrológicos de la conversión de los bosques nubosos, cualquier cambio en la producción de agua supuestamente reflejará la interacción que existe entre la pérdida del componente de interceptación del agua de la niebla al ser reemplazado el bosque original por una vegetación más corta, y el cambio neto en el uso del agua por la vegetación vieja y la nueva también. Se requieren urgentemente estudios basados en procesos para el uso del agua y el grado de interceptación de agua de la niebla y de lluvia a través de gradientes altitudinales, de preferencia dentro del contexto de un marco de cuencas pareadas en vista de las condiciones frecuentes de fugas en áreas de gran declive (cf. Bruijnzeel, 2002b)⁶.

Efectos de los cambios en la cobertura vegetal sobre la sedimentación y el escurrimiento.

Gran parte de la evidencia experimental disponible hoy en día (Bruijnzeel, 1990) sugiere que no ocurren incrementos importantes en los volúmenes de caudales relacionados durante los eventos de precipitación, después de una deforestación controlada. Por lo tanto, los efectos negativos de la remoción del bosque pueden minimizarse si se aceptan algunas pautas generalmente bien documentadas (ver Pearce y Hamilton, 1986; Dykstra, 1994). Como tal, el contraste frecuentemente observado entre la teoría y la práctica es más problema socioeconómico que técnico (Hamilton y King, 1983; Bruijnzeel, 1986; Pereira 1989). A pesar de ello, existe una falta de estudios que traten de los efectos de la

⁶ Un estudio de este efecto patrocinado por el Departamento para el Desarrollo Internacional del Reino Unido (DFID-RNNRS) y por la Vrije Universiteit Ámsterdam y algunas contrapartes en el Reino Unido, Suiza, Alemania, EE.UU. y Costa Rica, se está llevando a cabo en Monteverde, Costa Rica, desde el 2002.

urbanización sobre el incremento en los caudales durante las tormentas, requiriéndose más trabajo para incorporar los efectos de carreteras y asentamientos humanos en modelos hidrológicos enfocados a cuencas (De Roo, 1993; Ziegler et al., en prensa). Aún más, existe una escasez de información en cuanto a los efectos de la recuperación de suelos sobre la producción de sedimentos en la captación, ya sea a través de esquemas físicos de conservación de suelos, de introducción de cultivos basados en sistemas agroforestales o la reforestación a escala total (Bruijnzeel, 1990, 1997). La base de datos es particularmente débil con respecto al tiempo que transcurre entre los esfuerzos de recuperación de los suelos y cualquier tipo de reducciones subsecuentes en caudales y el transporte de sedimentos a través de distancias progresivamente largas río abajo (ver Pearce, 1986; Bruijnzeel y Bremmer, 1989; VanDijk, 2002).

Los efectos del cambio del uso del suelo sobre la magnitud de los picos de inundación en los grandes ríos son difíciles de evaluar debido a que tales cambios rara vez se realizan de manera rápida y consistente (con la posible excepción donde existe una fuerte presión poblacional) y son frecuentemente complicados por la variabilidad del clima (Richey et al, 1989; ver también Elkaduwa y Sakthivadivel, 1999). Asimismo, tales análisis requieren datos de alta calidad y de largo plazo sobre el uso del suelo, caudales y de precipitación, datos de los que frecuentemente no se dispone en el trópico. Sin embargo, con la creciente disponibilidad de información adquirida en forma remota (sensores remotos) sobre uso del suelo, cobertura vegetal y la distribución de la lluvia (Stewart y Finch, 1993; Held, en prensa) y modelos hidrológicos a macroescala mejorados (Vörösmarty y Moore, 1991; Vörösmarty et al., 1991; Van der Weert, 1994; Tachikawa et al., 1999), la interrogante de una “interacción partes altas-partes bajas de una cuenca” pudiera estar por resolverse en un futuro no muy lejano. Los posteriores ejercicios de modelación en la región podrían concentrarse sobre cuencas comparativamente ricas en datos tales como las de Mahaweli, Sri Lanka (Madduma Bandara y Kurupparachchi, 1988), la de Konto, Java oriental (Rijsdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991), la de Citarum, Java Occidental (Van der Weert, 1994), y la Chao Phraya, Tailandia (Dyhr-Nielsen, 1986; Alford, 1992; Tachikawa et al., 1999).

En cuanto a los patrones de entrega de sedimentos relacionados como la transformación de la cobertura de los suelos en el trópico, baste decir que existe una creciente concientización de la necesidad de integrar observaciones en el sitio y fuera de él (cf: Penning de Vries et al., 1998). Durante demasiado tiempo, las mediciones de la erosión *in situ* fueron hechas exclusivamente por agrónomos, mientras que las determinaciones de la producción o cantidades de sedimentos generalmente eran la responsabilidad de los ingenieros hidráulicos. Empero, en los últimos años ha habido varios intentos (generalmente por geógrafos físicos) por llenar el vacío, incluyendo varios estudios en Java (Bons, 1990; Rijsdijk y Bruijnzeel, 1990, 1991; Purwanto, 1999; Van Dijk, 2002) y en Malasia oriental (Malmer, 1990, 1996; Greer et al., 1995; Chappel et al., 1999, en prensa; Douglas et al., 1999). Dichos estudios han identificado senderos, caminos y asentamientos, así como los peraltes de las terrazas de temporal (donde aplica) como grandes fuentes de producción de sedimentos en muchos casos. Se han logrado notables progresos recientemente con la formulación de modelos físicos para el estudio de la erosión y la deposición *in situ*, algunos de los cuales se han aplicado exitosamente a las condiciones del trópico húmedo (Rose, 1993; Yu y Rose, 1998; Van Dijk y Bruijnzeel, 2001c; Van Dijk, 2002; cf. Muñoz-Carpena et al., 1999). El próximo paso es eslabonar dichos modelos a otros modelos

hidrológicos distributivos en cuencas, con el fin de permitir la predicción en el espacio de sitios con erosión neta y deposición neta (Vertessy et al., 1990; De Roo, 1993). Una vez calibrados para una situación específica, estos modelos pudieran ser de utilidad para predecir los efectos externos de las medidas de conservación de suelos a medida que aumenta la distancia aguas abajo. Sin embargo, en vista de la creciente capacidad predictiva de los modelos, la cual de hecho amenaza con rebasar nuestra habilidad de corroborar las predicciones en el campo, es importante mantener un programa experimental de campo vigoroso contra el cual se puedan comparar las predicciones de los modelo para poder mantener una perspectiva realista (ver Philip, 1991).

Reconocimientos

Este trabajo no se hubiera escrito de no haber sido por el poder de persuasión del Dr. Tom Tomich. Le doy las gracias por la oportunidad que me dio de participar en la reunión de Chiangmai, así como por su indulgencia en permitir las continuas adiciones al manuscrito original. La mayor parte de este trabajo fue realizado mientras el autor era huésped en el Centro de Capacitación para Recuperación de los suelos y Agrosilvicultura, en Cilampuyang, Java Occidental. Estoy agradecido con el Dr. Edi Purwanto y su familia, Albert van Dijk, Sigit Enggsarnoko y Edo Jubaedah por su hospitalidad y apoyo. También le agradezco a Albert van Dijk sus considerados comentarios y su ayuda con la Fig. 10. La sección de bosque tropical y la precipitación fue importantemente beneficiada por el acceso a literatura (parcialmente inédita) proporcionada generosamente por expertos en la materia como lo son Hans Dolman y Marcos Heil Costa.

Tabla 1. Tasas de erosión superficial en bosques tropicales y plantaciones forestales (t/ha/año; tomado de Wiersum, 1984

	Min.	Media	Max.
1. Bosques naturales (18/27*	0.03	0.3	6.2
2. Cultivos de corte y quema, fase barbecho (6/14)	0.05	0.2	7.4
3. Plantaciones (14/20)	0.02	0.6	6.2
4. Jardines forestales (4/4)	0.01	0.1	0.2
5. Plantaciones forestales con sotobosque / capa abono y desechos (9/17)	0.10	0.8	5-6
6. Cultivos de corte y quema, fase de cosecha 7/22	0.4	2.8	70
7. Mezcla de cultivos en plantaciones boscosas jóvenes (“taungya”) (2/6)	0.6	5.2	17.4
8. Plantaciones forestales, libre de malezas (10/17)	1.2	48	183
9. Plantaciones forestales, con remoción de la hojarasca o quema(7/7)	5.9	53	105

*(a/b) = cantidad de ubicaciones / cantidad de “tratamientos”

Leyenda de las figuras

Figura 1. Anomalía de precipitación anual (barras verticales) sobre el Sahel del oeste Africano (13-20 N, 15W-20E) de 1950-1998. A. Observaciones. B Modelo con hidrología de superficie de suelo no-interactivo (humedad del suelo fija) y vegetación no interactiva (solamente influencia SST; AO). La línea continua corresponde a una media continua de 9 años mostrando la variación de baja frecuencia. C. Modelo con humedad interactiva de suelo pero con vegetación no interactiva (AOL). D. Modelo con humedad interactiva del suelo y la vegetación (AOLV) (tomado de Zeng y cols., 1999)

Figura 2. (a) Incrementos en la producción anual de agua durante los tres primeros años tras la tala del bosque tropical vs. El porcentaje de área talada; + año seco, *estudio de cuencas no pareadas; (b) Idem vs. cantidades correspondientes de precipitación anual (● tomado de la Tabla 4 en Bruijnzeel (1990), suplementado con datos de Malmer (1992) como sigue: * limpieza no mecanizada seguida por el sistema de roza y quema; ○ extracción manual de troncos no quemados; ■ desmonte mecanizado, seguido de roza y quema.

Figura 3. Contenido de humedad del suelo en los primeros 70 cm del perfil del suelo bajo bosque original, bosque secundario de 6 años en un claro angosto (10 x 50m) y uno grande en la parte baja de Costa Rica durante dos periodos secos consecutivos (redibujado de Parker, 1985).

Figura 4. Promedios móviles de cinco años sobre la tasa de precipitación, caudales y escurrimientos en la Cuenca Mahaweli arriba de Peradeniya, Sri Lanka (tomado de Madduma Bandara y Kuruppuarachchi, 1988).

Figura 5a. Cambios en la distribución estacional de caudales de los ríos después de presentarse cambios en el uso del suelo: reemplazando 33% de bosque por cultivos anegados y asentamientos en Java oriental, Indonesia (tomado de Rijsijk y Bruijnzeel, 1991).

Figura 5b. Cambios en la distribución estacional de los caudales de los ríos después de los cambios en el uso del suelo: reemplazo de bosque lluvioso montano por agricultura de subsistencia en Tanzania (basado en datos originales de Edwards, 1979).

Figura 6. Cambios simulados en los componentes del caudal para condiciones boscosas y de agricultura con alteración crecientes del suelo (de Van der Weert, 1994).

Figura 7. Caudal durante los eventos de precipitación como un porcentaje de la precipitación anual por diez pequeñas cuencas casi adyacentes en la Guayana Francesa en función de la proporción del área de la cuenca con suelos de drenaje libre subyacente (modificado de Fritsch, 1993)

Figura 8. Cambios en flujos promedio diarios máximos y mínimos para la cuenca fluvial Citarum, Java Occidental, Indonesia entre 1923-1939 y 1962/3-1984/6 (de Van der Weert, 1994).

Figura 9. Tendencias en cambios post-reforestación en la producción de agua desde una cuenca, en siete experimentos de cuencas pareadas efectuados en diferentes regiones forestales de Sudáfrica (basado en datos de Bosch, 1979; Dye, 1996).

Figura 10. Rangos de escala en rendimientos de sedimentos de cuencas reportados en el sureste de Asia como función del sustrato geológico y el uso del suelo. Categorías: I, bosque, granito; II, bosque, piedra caliza/ pizarra; III, bosque, volcánicas; IV, bosque, margas; V, talado (RIL = tala de impacto reducido); VI, desmontado, roca sedimentaria (barra inferior: micro-cuencas); VII, desmontado, volcánicas; VIII, desmontado, margas; IX, cuencas medias-grandes, uso de la tierra mixto, granito; X, idem, volcánicas; XI, idem, volcánicas con margas; XII, urbanizado (barra inferior), minería y construcción de carreteras (barra superior).