

Balanços Hídrico e Químico em Escala de Bacia de Drenagem Incluindo Exportações de Nutrientes de Florestas Intactas e Áreas Perturbadas

Javier Tomasella,¹ Christopher Neill,² Ricardo Figueiredo,³
e Antonio D. Nobre,⁴

O objetivo deste capítulo é resumir o conhecimento atual sobre a função hidrológica e a dinâmica de nutrientes da floresta amazônica resultante de trabalhos em microbacias de drenagem e discutir o modo como esses processos são afetados pelas mudanças do uso da terra e cobertura vegetal, principalmente na conversão de floresta em pastagem. Nossas conclusões baseiam-se em observações de campo em bacias de drenagem localizadas em diferentes regiões da Amazônia. Este capítulo divide-se em seções que fornecem (1) um panorama das pequenas bacias de drenagem no âmbito da pesquisa do LBA para então tratarmos (2) do escoamento superficial e balanços hídricos, (3) das influências do solo, vegetação e zonas ripárias na química da água de igarapés e balanços de elementos, e (4) influência potencial da magnitude da bacia de drenagem sobre os processos hidrológicos e biogeoquímicos que controlam os balanços hídricos e de massa. A primeira seção fornece um panorama dos principais sítios experimentais onde as microbacias foram estudadas como parte do LBA e as perguntas que motivaram a pesquisa nesses sítios. A segunda seção apresenta uma revisão de estudos intensivos de escoamento superficial, descarga de igarapé, e balanço hídrico em bacias de drenagem e o modo como esses processos são alterados pelo desmatamento da floresta tropical para formação de pastagens. A terceira seção sintetiza o conhecimento atual sobre os processos que controlam as concentrações e exportação de materiais que atingem os igarapés por meio de diferentes caminhos hidrológicos na floresta amazônica e como esses processos e fluxos são alterados pelo desmatamento e mudança de uso da terra. A quarta seção resume o nosso entendimento sobre o modo como os processos hidrológicos e biogeoquímicos mudam em função da escala de estudo e como esse conhecimento pode ser usado para prever a resposta da bacia à mudança de uso da terra e para subsidiar o manejo de áreas amazônicas visando à manutenção de suas valiosas funções hidrológicas e biogeoquímicas.

¹Centro de Ciência do Sistema Terrestre, INPE,
Cachoeira Paulista, Brasil.

²Marine Biological Laboratory, The Ecosystems Center,
Woods Hole, Massachusetts, USA.

³Embrapa Amazônia Oriental, Belém, Brasil.

⁴Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, São
José dos Campos, Brasil.

1. PANORAMA DO TRABALHO DE MICROBACIAS DE DRENAGEM NO LBA

1.1. Background

Uma mudança no uso da terra de floresta para não floresta pode trazer consequências importantes para a função hidrológica e biogeoquímica de pequenas bacias de drenagem. Embora os impactos potenciais das mudanças de uso da terra e cobertura vegetal no comportamento hidrológico já fossem relativamente bem compreendidos pela Hidrologia antes do LBA, havia poucos experimentos na

Amazônia. A maior parte deles focalizou a bacia de Barro Branco (1,3 km²), na Amazônia central, e apenas para os períodos de 1976 – 1977 e de 1981 – 1983 [Franken e Leopoldo, 1984, 1987; Nortcliff e Thornes, 1978, 1981, 1984; Leopoldo et al., 1982, 1984, 1985, 1995]. Além disso, foram feitas estimativas de exportação de nutrientes da bacia de drenagem no Lago Calado por Lesack [1993b], também na Amazônica central. Hodnett et al. [1996a, 1996b], Tomasella e Hodnett [1996], e Hodnett et al. [1996a, 1997b] também publicaram resultados de um transecto (em curso d'água de ordem zero) em um sítio de pastagem na Amazônia central. Em outras partes da Amazônia, Ross et al. [1990] e Nortcliff et al. [1990] apresentaram resultados de Roraima (norte da Amazônia), Elsenbeer e Vertessy [2000] estudaram uma microbacia na Amazônia peruana, e Elsenbeer et al. [1999] analisaram as implicações da mudança de uso da terra e cobertura vegetal na geração de escoamento superficial em Rondônia (sudoeste da Amazônia).

A falta de informação detalhada sobre o impacto das mudanças de uso da terra e cobertura vegetal no funcionamento hidrológico da Amazônia e sua cobertura geográfica esparsa é também a mesma situação do restante dos trópicos. Andreásian [2004] analisou o impacto potencial de florestas no ciclo hidrológico em 137 bacias, mas apenas 10 experimentos foram nos trópicos e nenhum deles na Amazônia.

A percepção popular é a de que em uma floresta, o solo, as raízes e a liteira atuam como uma esponja que absorve água durante a estação chuvosa e a libera gradativamente na estação seca. A conversão de floresta em pastagem produz a compactação do solo devido ao uso de maquinaria pesada, a perda de matéria orgânica por oxidação e erosão [Lal, 1987], e assim reduzindo descarga do igarapé durante a estação seca [Bruijnzeel, 2004]. Do mesmo modo, há evidências que mostram efeitos opostos após o reflorestamento.

Em geral, o desmatamento da floresta nos trópicos promove o aumento da descarga do igarapé durante os primeiros três anos [Bruijnzeel, 1990]. Essa mudança está relacionada à redução da evapotranspiração e ao aumento do escoamento direto. Diferenças observadas na resposta inicial ao desmatamento da floresta entre bacias dependem de uma série de fatores, tais como, precipitação, altitude, influência marítima,

declividade da bacia de drenagem e profundidade do solo, métodos de desmatamento, fertilidade do solo, entre outros. Conforme vários autores salientaram, estudos adicionais de processos são necessários para o entendimento completo dos efeitos da conversão de floresta [Bruijnzeel, 1990, 2004; Bonell e Baleck, 1993]. As limitações de estudos comparativos de processos em bacias de drenagem pareadas estão bem documentadas na literatura científica. Os efeitos da mudança no uso da terra e na cobertura vegetal em bacias de drenagem dependerão primeiramente da geologia, que determina a importância relativa da água subterrânea, e da variabilidade interanual, que pode também induzir a conclusões distorcidas relativas ao rendimento hídrico [Bruijnzeel, 2004].

Uma vez que a multiplicidade de fatores pode afetar a resposta hidrológica ao desmatamento, a comparação de resultados obtidos em diferentes bacias de drenagem do LBA deve ser analisada à luz daquelas limitações. Considerando a vasta dimensão da Bacia Amazônica, onde localizam-se as bacias de drenagem do LBA (Figura 1), tais restrições são particularmente sérias. Portanto, o objetivo desta seção é propiciar ao leitor informações básicas sobre as características ecológicas, climáticas e geológicas das diferentes bacias de drenagem do LBA, onde os estudos de processos foram conduzidos.

1.2. Amazônia Oriental

Dois diferentes sítios experimentais foram estudados na Amazônia oriental. O primeiro, a bacia de drenagem do Cumaru, localizada a 110 km a nordeste de Belém, a 1°11'S, 47°34'O. Esse sítio inclui três microbacias de primeira ordem de 25 ha cada [Wickel, 2004; Wickel et al., 2008]. O clima da região é tropical úmido com temperatura média de 26°C e estação seca com menos de 60 mm de precipitação durante o mês mais seco (Am, seguindo a classificação de Köppen). A precipitação anual média é de cerca de 2.500 mm, dos quais 60% em geral ocorrem durante a estação úmida entre janeiro e abril. A estratigrafia regional é dominada pelo Alter do Chão (formação Barreiras). A formação Alter do Chão é coberta por uma série quaternária de espessura variável de areias e argilas conhecidas como formação "Pós-Barreiras", que consiste de sedimentos arenosos não consolidados com granulação fina e grossa de

quartzo e camadas argilosas de cores variadas. As formações Barreiras e Pós-Barreiras em geral são separadas por uma crosta laterítica de espessura variada. Os solos predominantes na região são classificados pelo Sistema de Solos Brasileiros como Argissolo Amarelo (Ultissolos, na Taxonomia de Solo da Food and Agriculture Organization, FAO (Nações Unidas), Acrissolos Rome (FAO), Latossolos Amarelos (Oxissolos, na Taxonomia de Solos, e Ferralssolos pela FAO), e Neossolos Quartzênicos (Taxonomia de Solos, Quartzipsamments, FAO - Arenossolos).

A paisagem caracteriza-se por uma topografia ondulada, coberta com mosaicos heterogêneos de campos agrícolas, áreas de pousio e pastagem, cortadas por igarapés e margeada por uma faixa de floresta ripária inundável. O desmatamento da floresta primária na região iniciou-se depois da colonização da região conhecida como Zona Bragantina. Esse desmatamento se intensificou depois da construção da ferrovia entre Belém e Bragança em 1883. Atualmente, na agricultura dessa região predominam pequenas propriedades e fazendas com menos de 50 ha. Essas fazendas consistem, tipicamente, de um mosaico de vegetação secundária (área agrícola em pousio), e de pequenos campos agrícolas de culturas “tradicionais” como a mandioca, milho, feijão, arroz, pimenta e maracujá. A área agrícola em geral é preparada por meio de derruba-e-queima em sistema de rotação. As únicas áreas não adequadas para a agricultura são as zonas ripárias inundáveis; essas áreas estão continuamente encharcadas. Em 2001, aproximadamente 12% da área desse sítio experimental foi classificado como floresta ripária [Wickel, 2004], enquanto cerca de 50% foi considerado como vegetação secundária.

O segundo sítio experimental na Amazônia oriental, Fazenda Vitória, é uma propriedade de criação de gado, a 6 km ao norte da cidade de Paragominas, a 2°59'S, 47°31'O [Schuler, 2003; Moraes et al., 2006]. Esse sítio localiza-se na bacia de drenagem do Igarapé Cinquenta e Quatro. A região foi ocupada no início da década de 1960, e a fazenda compõe-se de um fragmento de floresta primária, pastagem, floresta explorada e capoeira (floresta secundária em área agrícola abandonada). A floresta na Fazenda Vitória tem um índice de área foliar (IAF) de 5,0 – 5,5 (biomassa acima do solo de 300 t ha⁻¹), com dossel de 30 m de altura e árvores pioneiras de 45 m. A pastagem foi

originalmente plantada com *Panicum maximum* sendo mais tarde parcialmente substituída por *Brachiaria humidicola*. A capoeira tinha idade de cerca de 12 anos. A densidade média de gado na pastagem era de 0,8 cabeças ha⁻¹. A média de precipitação anual da região é de 1.760 mm, com forte variabilidade sazonal (a estação seca ocorre de junho a setembro). Estimativas da evaporação média anual são de 1.515, 1.370 e 1.480 mm ano⁻¹ na floresta primária, pastagem e capoeira, respectivamente [Jipp et al., 1998].

A rede de drenagem regional localiza-se ao lado de um terraço fluvial Pleistocênico. Na parte central dessa vertente foram selecionadas duas microbacias de primeira ordem, uma florestada (0,33 ha) e outra coberta com pastagem (0,72 ha). As microbacias são cobertas com solos argilosos de 10 m de profundidade da formação coluvial Belterra. A argila de Belterra cobre a formação Alter do Chão (Grupo Barreiras). Entre ambas as formações, há um depósito muito rico em ferro (camada plíntica), que é um Paleossolo enterrado [Schubert, 2005]. O solo na microbacia florestada foi classificado pelo sistema brasileiro de solos como Latossolo Amarelo muito argiloso (Oxissolos, na Taxonomia de Solos, Ferralssolos, na categorização da FAO), enquanto a pastagem foi classificada como Plintossolo argiloso (Plíntico, na Taxonomia de Solo, Plintossolo háplico, pela FAO).

A profundidade da camada de plintita varia de 9 a 10 m no platô e de 0,4 a 0,6 m no fundo da vertente. De acordo com Moraes et al. [2006], as características hidráulicas de ambos os sítios são similares, apesar das diferenças no tipo de solo.

1.3. Amazônia Meridional

Foram selecionadas no sul da Amazônia quatro microbacias de cabeceira contíguas (1 – 2 ha) em uma floresta não perturbada próxima à Juruena, Mato Grosso (10°25'S, 58°46'O), a 230 – 250 m acima do nível do mar (a.n.m.) em uma paisagem de colinas levemente onduladas, típicas do escudo brasileiro [Johnson et al., 2006]. A precipitação anual na área de estudo é de 2.379 mm, com 70% concentrada na estação chuvosa. A temperatura varia de 16° a 32° C na floresta. Os solos nas bacias de drenagem segundo o Sistema Brasileiro são Latossolo Amarelo (Oxissolos, Taxonomia de Solos, Ferralssolos FAO) e Argissolo Vermelho-Amarelo

(Ultissolos, Taxonomia de Solos, Acrissolos, pela FAO).

1.4. Amazônia Central

Em 2001, foi monitorado um igarapé de segunda ordem na bacia de drenagem do Asu (6,58 km²), localizada a aproximadamente 84 km a noroeste de Manaus (03°08'S, 60°07'O). Esse igarapé recebe a descarga de cinco igarapés de primeira ordem que drenam áreas representativas da maior parte das formas comuns de paisagem que ocorrem na região (Waterloo et al., 2006; Tomasella et al., 2008). Em 2005, foi definida na Fazenda Colosso uma microbacia pareada em pastagem, a cerca de 89 km a nordeste de Manaus. Essa bacia tem uma área de drenagem de 1,22 km², a 02°25'S, 59°53'O. Ao mesmo tempo, e para permitir comparações com a microbacia florestada de Asu, foi monitorado um dos igarapés de primeira ordem da bacia do Asu, cuja área da microbacia é de 1,16 km² [Tracoso, 2006].

Na região de Manaus, a geologia basal regional constitui-se de rochas cristalinas Precambrianas. Além disso, três unidades estratigráficas podem ser identificadas. A mais profunda é a formação Trombetas, que não está exposta. Ela é coberta pela formação terciária Alter do Chão (Grupo Barreiras), rica em caolinita que, em alguns lugares, é coberta por sedimentos quaternários [Dias et al., 1980]. Na área, o relevo local foi formado pela dissecação de um platô de sedimentos terciários por vales de várias dimensões [Bravard e Righi, 1989]. Os platôs em geral são planos ou tem vertentes suaves (<7%), com altitude entre 90 e 120 m. Os leitos dos vales em geral são amplos e quase planos, em altitude que varia de 45 a 55 m. O nível freático ocorre próximo ao leito do vale, na faixa marginal de até 100 m do igarapé, e essas áreas frequentemente contêm reservatórios pantanosos. Essas áreas pantanosas são conhecidas localmente como baixios. Os solos do platô são classificados como Latossolos amarelos álicos, textura argilosa [Ranzani, 1980; Chauvel, 1982; Chauvel et al., 1987a, 1987b] equivalente aos Oxissolos na Taxonomia de Solos e Ferralssolos na classificação da FAO. Esses solos são argilosos na superfície (65 – 75% até 30 cm de profundidade) e muito argilosos a partir de cerca de 1 m de profundidade (80% – 90%). Na porção intermediária da vertente,

os solos variam de Latossolos amarelos a solos de aluvião conhecidos como Argissolos Vermelho Amarelo Álicos [Ultissolos na classificação do Departamento de Agricultura, Washington, D.C., Acrissolos na classificação da FAO]. Esses solos em geral mostram um conteúdo de argila de cerca de 30% nos primeiros 30 cm, aumentando para 45% a partir de 1,5 m. O fundo do vale é dominado por Espodossolos muito arenosos (Espodossolos pela Taxonomia de Solo e Podossolos, pela FAO), com conteúdo argiloso menor do que 5%.

A microbacia de pastagem do Colosso é coberta por quicuío (*Brachiaria humidicola*), e tem cerca de 45 anos de idade. A área ainda é utilizada pela pecuária, com densidade de 1,5 cabeças ha⁻¹, e é queimada anualmente. Na bacia de drenagem do Asu, por outro lado, a vegetação compõe-se de floresta densa tropical úmida perene, com variabilidade espacial marcada, dependendo de sua localização na paisagem. Nos solos arenosos do vale, a floresta é classificada como campinarana [Ranzani, 1980], que é uma floresta densa baixa, dominada por palmeiras, arbustos e líquens. A altura do dossel desse tipo de floresta varia de 12 a 15 m. Nas vertentes, onde ocorrem os Argissolos, a floresta é classificada como mata arenícola, com dossel de até 25 m. A densidade arbórea é alta, com cerca de 2.500 árvores ha⁻¹ com diâmetro >5cm. Nos solos argilosos do platô, a formação florestal predominante é a Mata argilícola, com dossel de 30 a 35 m de altura e densidade de cerca de 1.500 árvores por ha⁻¹ com diâmetro >5 cm. Embora a densidade arbórea seja mais baixa no platô do que na vertente, suas árvores são maiores em diâmetro e altura.

O clima da região é do tipo Afi, de acordo com a classificação de Köppen, com temperatura média anual de 26°C (mínima de 19°C e máxima de 39°C). A umidade relativa varia de 77% a 88%, com média anual de 84% [Leopoldo et al., 1987]. A precipitação anual varia de 1.800 a 2.800 mm, com estação chuvosa de dezembro a maio. Em março e abril, a precipitação média mensal excede 300 mm.

1.5. Amazônia Sudoeste

Rancho Grande localiza-se no centro do Estado de Rondônia (10°18'S, 62°52'O, 143 a.n.m.). Vários estudos foram conduzidos nesse sítio de pesquisa, inclusive a comparação entre microbacias pareadas de floresta (1,37 ha) e de pastagem (0,73

ha) [Chaves et al., 2008]. A temperatura média do ar é de aproximadamente 27°C e a precipitação média anual foi de 2.265 mm de 1984 a 1995 [Elsenbeer et al., 1999]. A geologia predominante é de gnaisses pré-Cambrianos, transformada por intemperismo em paisagem de relevo baixo, suave, com encostas convexas e cumes com mais de 500 m a.n.m.. A área pertence a uma unidade morfoestrutural conhecida como Planalto Dissecado do Sul da Amazônia, caracterizado por topografia pronunciada, com diferenças altitudinais de até 150 m, que são os remanescentes de cumes de rochas pré-cambrianas de granito e gnaisses do Complexo Xingu [Zimmermann et al., 2006], e separada por vales de larguras variadas. As ordens de solo associadas a essa unidade morfoestrutural são Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico Argissólico (Oxisolos, na Taxonomia de Solos, Ferralssolos, na classificação da FAO), Cambissolos (Inceptissolos pela Taxonomia de Solos e Cambissolos pela FAO), e Neossolos Quartzênicos (Quartzipsamments, pela Taxonomia de Solos e Aeronossolos, pela FAO) em vertentes íngremes e ao longo das margens dos igarapés, respectivamente [Germer et al., 2006].

Os cumes residuais e uma porção da planície do Sítio de Pesquisa Grande Rancho são cobertos por florestas úmidas, e a área remanescente por capoeira, pastagem (*Brachiaria brizantha*, *Brachiaria humidicola* e *Brachiaria decumbens*), uma pequena plantação de teca (*Teca grandis*), e uma plantação abandonada de cacau e banana [Godsey e Elsenbeer, 2002], referida aqui como banana. A vegetação primária é de floresta tropical aberta (Floresta Ombrófila Aberta), com grande número de palmeiras. Ela se caracteriza por dossel descontínuo de até 35 m de altura com árvores pioneiras de até 45 m de altura, o que permite que a luz solar atinja o subdossel, favorecendo o seu crescimento denso. Roberts et al. [1996] determinaram em 4,6 o IAF de uma floresta tropical úmida na Reserva Jaru, a cerca de 100 km a leste de Rancho Grande, e em 6,1 o IAF de floresta densa tropical úmida a 60 km ao norte de Manaus. Para árvores com diâmetro à altura do peito (DAP) >5 cm, a densidade arbórea é de 813 indivíduos ha⁻¹, que incluem 108 palmeiras, e 520 indivíduos ha⁻¹ para DAP > 10 cm, que incluem 81 palmeiras [Germer et al., 2006]. Esse sítio tem sido usado para estudar diferenças na geração de

deflúvio, com ênfase na condutividade hidráulica saturada. A pastagem foi desmatada em 1985 e plantada com *Brachiaria humidicola* em 1986, e tem sido ativamente pastoreada desde então com cerca de 1 cabeça ha⁻¹ [Chaves et al., 2008].

O outro sítio de pesquisa em Rondônia localiza-se na Fazenda Nossa Senhora, uma propriedade de criação de gado situada a 10°45'S, 62°22'O. O sítio experimental é uma microbacia de drenagem que drena 14,5 km² de pastagem (*Brachiaria brizantha*) de 18 a 25 anos de idade, pastoreada com densidade média de gado de 2,1 cabeças ha⁻¹ [Biggs et al., 2006]. A porção da encosta da bacia de drenagem é dominada por Argissolo Vermelho Amarelo (Ultissolos, na Taxonomia de Solo; Acrissolos, pela classificação da FAO) formado por embasamento gnáissico do cráton Brasileiro. A textura do solo é de 50% a 85% de areia e de 7% a 15% na camada superficial do solo (de 0 – 15 cm). O conteúdo argiloso aumenta de 15% a 30% em profundidade de 35 a 50 cm. A área próxima ao igarapé é argilosa na superfície, muda para argilo-arenosa em profundidade de 25 – 35 cm. Um substrato rochoso embasa o solo a uma profundidade de 70 – 120 cm.

2. BALANÇO HÍDRICO, GERAÇÃO DE DEFLÚVIO E OS EFEITOS DE DESMATAMENTO

Entender os mecanismos que regulam geração de deflúvio foi um dos principais objetivos da pesquisa hidrológica em pequenas bacias de drenagem no âmbito do LBA. O escoamento ocasionado por precipitação que excede a capacidade de infiltração do solo é identificado como escoamento superficial hortoniano. O escoamento superficial por saturação inclui somente o escoamento produzido pela precipitação que cai em partes saturadas (ou quase saturadas) da área terrestre próxima ao igarapé (zona ripária). A exfiltração de água do solo no topo da vertente, quando o fluxo de subsuperfície não consegue remover a água infiltrada, ou mesmo a precipitação que cai em áreas saturadas no topo da vertente, considera-se como *fluxo de retorno*. Por fim, o fluxo subsuperficial (ou de subsuperfície) que drena a partir da vertente até o igarapé através de uma camada relativamente fina (0 – 2 m espessura na zona ripária) é referido aqui como fluxo de base.

2.1. Mecanismos de Geração de Deflúvio em Floresta

Elsenbeer [2001] propôs um quadro conceitual de padrões de respostas hidrológicas de vertentes e seus controles ambientais nas florestas amazônicas. *Elsenbeer* [2001] produziu revisões de vários experimentos de campo de bacias tropicais e focalizou sua análise em Acrissolos e Ferralssolos, que cobrem 60% dos trópicos úmidos. Grande parte da análise baseia-se na variação observada na condutividade hidráulica saturada medida e, em particular, na sua variabilidade no perfil do solo, essencialmente o conceito de camada “throttle” (camada de regulação) sugerida por *Bonell* [1993]. A hipótese que emerge a partir da revisão de *Elsenbeer* é que o mecanismo mais importante da geração de deflúvio em floresta em Acrissolos é o escoamento superficial, mas esse não é o caso em áreas de Ferralssolo. É interessante notar que *Elsenbeer*, considerando a escassez de dados de parâmetros hidráulicos, tais como a condutividade hidráulica saturada, enfatizou a necessidade de pesquisas adicionais em Ferralssolos,.

A falta de informações detalhadas sobre solos amazônicos, particularmente com respeito aos parâmetros hidráulicos, resultou em generalização grosseira sobre o funcionamento hidrológico de solos florestados. Dado que a maioria dos estudos hidrológicos concentrou-se na Amazônia central, há uma crença amplamente aceita na comunidade científica de que os solos de floresta úmida não apresentam escoamento superficial [*Elsenbeer et al.*, 1999]. Isso se deve a uma diminuição relativamente pequena da condutividade hidráulica saturada em função da profundidade em Oxissolos e Ferralssolos desenvolvidos na formação Barreiras na Amazônia central. Portanto, era de particular interesse que os resultados do *Elsenbeer et al.* [1999] em microbacias de Rondônia demonstrassem uma anisotropia (diminuição de condutividade hidráulica) vertical pronunciada daqueles solos, sugerindo um potencial para a ocorrência de fluxo lateral e lençol freático suspenso.

Dados pretéritos da bacia de drenagem La Cuenca, localizada no leste do Peru, revelaram forte anisotropia vertical [*Elsenbeer e Vertessy*, 2000]: os valores de condutividade hidráulica variaram de 326 mm h⁻¹ em profundidade de 0 - 0,1m a 0,14mm h⁻¹ em 0,3 - 0,4 m. A

descontinuidade em uma profundidade de 0,1 a 0,2m (indicada por diminuição drástica da condutividade hidráulica para 6,9 mm h⁻¹) é o mecanismo principal de controle da geração de deflúvio. Os dados da bacia de La Cuenca sugerem que o fluxo de retorno é o mecanismo principal da geração de escoamento superficial durante uma chuva, em oposição aos resultados da Amazônia central [*Franken*, 1979; *Nortcliff et al.*, 1979; *Lesack*, 1993b] em solo com redução relativamente pequena de condutividade saturada com a profundidade. A existência de lençol freático suspenso na bacia de La Cuenca reforça a ideia de uma participação significativa de fluxo de retorno e foi corroborada pelo fato de que o escoamento superficial foi muito intenso na bacia de drenagem.

Ao estudar a microbacia florestada na Fazenda Vitória, no leste do Pará, *Moraes et al.* [2006] analisaram as funções hidrológicas de solos plínticos, que são o principal tipo de solos com baixa capacidade de infiltração na Amazônia. Nesses solos, a condutividade hidráulica saturada diminuiu abruptamente em função da profundidade: de 200 mm h⁻¹ próximo à superfície a 0,7 mm⁻¹ a 0,8 - 0,9 m no sítio florestado [*Moraes et al.*, 2006]. Os fortes gradientes verticais são diferentes dos valores relatados para a Amazônia central [*Franken e Leopoldo*, 1986; *Nortcliff e Thornes*, 1989; *Lesack*, 1993b; *Tomasella e Hodnett*, 1996]. O forte gradiente vertical em solos plínticos da Amazônia oriental explica o principal mecanismo de geração de deflúvio em tais bacias. Por essa razão, *Moraes et al.*, [2006] detectaram um número significativo de dias com um lençol freático suspenso. Apesar da baixa condutividade a uma profundidade de 1 m na microbacia de drenagem na floresta da Fazenda Vitória, o principal mecanismo de geração de deflúvio foi o escoamento superficial por saturação. Embora os solos tenham baixa condutividade, mesmo acima da plintita, a contribuição do escoamento subsuperficial para o escoamento superficial durante uma chuva é relativamente pequena: a microbacia de floresta na Fazenda Vitória produziu 5,3% da precipitação total sob a forma de escoamento superficial por saturação e cerca de 0,8% como escoamento subsuperficial em uma média de 3 anos.

Estudo anterior indicou que o escoamento superficial por saturação em leitos de vales com lençóis freáticos rasos é o processo mais

importante na geração de escoamento superficial durante uma chuva nas bacias de drenagem da Amazônia central [Nortcliff e Thornes, 1981; Lesack, 1993b; Hodnett et al. 1997a, 1997b]. Um artigo recente de M. G. Hodnett et al., (Subsurface hydrological flow paths in a Ferralsol (Oxisol) landscape in central Amazonia manuscrito em preparação, 2008), usando dados da bacia do Asu, contradiz parcialmente o entendimento anterior relativo ao funcionamento hidrológico das paisagens da Amazônia central. Embora se reconheça o papel dominante do escoamento superficial por saturação, dados de campo sugerem que após eventos de precipitação suficientemente intensos, é provável que o efeito de válvula reguladora produza um rápido fluxo interno através de camadas com macroporos. Quando o fluxo na camada subsuperficial se acumula em concavidades da declividade, ele produz o fluxo de retorno. Dados de campo sugerem que o fluxo de retorno parece ser o único processo da geração de escoamento superficial durante uma chuva em microbacias de cabeceira de alguns hectares, embora seja quase certo que a drenagem profunda controle a maior parte da descarga fluvial.

2.2. Efeitos da Mudança de Uso da Terra Sobre Mecanismos de Deflúvio

Para avaliar os efeitos das mudanças de uso da terra da perspectiva da hidrologia, é necessário entender as interações entre as características físicas do solo e da precipitação que determinam os caminhos do fluxo que serão ativados em resposta a um dado evento de precipitação. Entre eventos de precipitação, os caminhos do fluxo são predominantemente verticais; durante os eventos de precipitação, por outro lado, o movimento horizontal de água (fluxo lateral) pode se tornar dominante. As mudanças na condutividade hidráulica do solo relacionada com a profundidade desempenham um papel fundamental na determinação de quais caminhos hidrológicos serão ativados e, decisivamente, em todos os modos (exceto o escoamento superficial por saturação) de geração de escoamento superficial durante uma chuva [Elsenbeer, 2001]. Vários fatores físicos e biológicos determinam o grau anisotrópico vertical do solo. Entre esses fatores, as mudanças de uso da terra e cobertura vegetal

desempenham um papel decisivo porque alteram, em diferentes intensidades, a anisotropia vertical do solo e, conseqüentemente, os caminhos da água durante os eventos de precipitação. Além disso, o grau de perturbação da anisotropia do solo devido à mudança no uso da terra depende não apenas da intensidade do distúrbio no solo, mas também da suscetibilidade a tais perturbações. Desse modo, estudos de campo voltados para a avaliação do impacto da conversão da floresta baseiam-se na comparação das distribuições verticais das propriedades hidráulicas de solo em floresta primária e em áreas perturbadas.

Elsenbeer et al. [1999] em pesquisa mais antiga em Rancho Grande, Rondônia, sugeriram que o fluxo superficial hortoniano ocorre com frequência em pastagem. Os resultados desse estudo indicaram que as condutividades hidráulicas saturadas na superfície eram relativamente baixas no sítio de pastagem, em contrapartida à evidência geral de altas condutividades na superfície do solo em áreas florestadas. Esse resultado foi atribuído a solos hidrofóbicos de pastagem, dado que o experimento foi conduzido no final de uma estação seca prolongada. Em conformidade com entendimento anterior, E. B. Safran e T. Dunne (dados não publicados, 1995), utilizando um infiltrômetro de aspersão em uma floresta próxima a Porto Velho, identificaram capacidade de infiltração superficial de 150 – 180 mm h⁻¹, comparada com 18 – 20 mm h⁻¹ em uma pastagem com idade de 10 anos nas proximidades.

Um estudo mais recente e detalhado de Zimmermann et al. [2006], realizado no mesmo sítio experimental em Rancho Grande, mostrou que na floresta a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) a 12,5 cm de profundidade diminuiu de uma média de 200 mm h⁻¹, para uma média de 69 mm h⁻¹ na plantação de teca, e a uma média de 26 mm h⁻¹ na pastagem. O estudo comparou o K_{sat} em três outros tipos de uso da terra (capoeira, pastagem, plantação abandonada de banana e floresta). É interessante notar que as medições de K_{sat} na capoeira mostraram valores próximos aos da floresta: 200 mm h⁻¹ a 12,5 cm de profundidade. Concluiu-se que a 20 cm de profundidade, grande parte do efeito da derrubada desapareceu, o que está de acordo com os resultados anteriores de Tomasella e Hodnett [1996] relativos à Amazônia central. As medições mostraram condutividade mais baixa do solo na capoeira e plantações de

banana, mas um K_{sat} similar ao da floresta primária [Zimmermann *et al.*, 2006]. Isso permite concluir que os tipos de uso da terra capoeira e plantação de banana produzem poucas, se alguma, consequências à geração de escoamento superficial. Essa conclusão traz implicações importantes aos modelos hidrológicos em grande escala, sugerindo que, pelo menos nesses solos, a capoeira poderia ser tratada como floresta primária, do ponto de vista da hidrologia. Os resultados de Rancho Grande indicam que o fluxo superficial hortoniano é gerado principalmente em pastagens intensivamente utilizadas.

Dados de microbacia, combinados com resultados de modelos da Fazenda Nossa Senhora em Rondônia [Biggs *et al.*, 2006], indicaram que o escoamento superficial durante as chuvas foi responsável por 17% a 22% do deflúvio e cerca de 8% da precipitação anual. Em termos de mecanismo predominante na geração do deflúvio, Biggs *et al.* [2006] calcularam que o escoamento superficial por saturação, fluxo subsuperficial e de retorno, e fluxo superficial hortoniano responderam por, respectivamente, 5% a 18%, 3% a 16%, e 17% a 22% do total da descarga. A porcentagem remanescente (55% a 66%) foi estimada como fluxo de base. Cabe notar, entretanto, que Biggs *et al.* [2006] incluíram na estimativa de escoamento de superfície hortoniano nas partes altas das vertentes tanto o escoamento de superfície por excesso de saturação quanto o fluxo de retorno. Portanto, é sensato pressupor que o escoamento superficial por saturação pode estar subestimado em seus cálculos. Apesar dessas limitações, e considerando que as capacidades de infiltração medidas em Rondônia sugerem que o escoamento superficial por excesso de infiltração ocorreu raramente em áreas de floresta [Eisenbeer *et al.*, 1999], é possível concluir que a conversão de floresta em pastagem mudou significativamente o mecanismo de geração de deflúvio.

Em bacias de drenagem sob pastagem e floresta em Rancho Grande, Germet *et al.* [2009] e Chaves *et al.* [2008] observaram que o deflúvio correspondeu a menos que 1% da precipitação na bacia sob floresta, mas a 17% a 18% da precipitação na bacia sob pastagem. Embora o escoamento superficial correspondesse à grande maioria (96% a 98%) do deflúvio nessas pequenas bacias de drenagem em ambos os usos da terra, o

valor 20 vezes maior na pastagem em comparação com as florestas indicou claramente que a conversão da floresta alterou significativamente os mecanismos hidrológicos de deflúvio. Com base em análise de traçadores, Chaves *et al.* [2008] calcularam que durante a estação chuvosa, a precipitação não interceptada (ou interna) contribuiu com 57% da descarga do Igarapé, a água subterrânea forneceu 24%, e a solução do solo contribuiu com 19% da descarga total do Igarapé. Na bacia sob pastagem, o escoamento superficial foi responsável por 60% da descarga, a água subterrânea por 35%, e a solução do solo pelos 5% restantes. Portanto, as mudanças mais significativas em termos da composição da descarga entre as bacias de drenagem sob floresta e sob pastagem foram observadas nos componentes – solução do solo e água subterrânea, apesar das diferenças muito grandes na quantidade total do escoamento superficial que contribuiu para a descarga na pastagem.

Resultados de estudo de microbacias pareadas de floresta e pastagem na Fazenda Vitória no leste da Amazônia [Moraes *et al.*, 2006] mostraram que a condutividade hidráulica saturada próxima à superfície na pastagem foi cerca de 4 mm h^{-1} , em comparação com 230 mm h^{-1} na floresta. A uma profundidade de 0,8 – 0,9 m, o K_{sat} na pastagem diminuiu a $0,05 \text{ mm h}^{-1}$, contra $0,7 \text{ mm h}^{-1}$ na floresta. É interessante observar que a média de K_{sat} em uma capoeira de 12 anos de idade na mesma Fazenda Vitória diminuiu de 14 mm h^{-1} na superfície para $0,3 \text{ mm h}^{-1}$ a uma profundidade de 0,8 – 0,9 m, um resultado muito diferente daquele encontrado em Rancho Grande.

Em termos do mecanismo de geração de deflúvio, o estudo de microbacias pareadas na Fazenda Vitória indicou que o escoamento superficial na pastagem foi de 19% do total da precipitação, do qual 40% refere-se ao excesso de infiltração (escoamento superficial hortoniano) e 60% como escoamento superficial por saturação. Os resultados indicaram que a conversão da floresta em pastagem aumentou o escoamento superficial a 19% do total do fluxo de superfície, que é quatro vezes maior do que na floresta. O fluxo subsuperficial na pastagem foi de 1,4%, ligeiramente mais alto do que na microbacia florestada. Três eventos nas microbacias da Fazenda Vitória revelaram uma redução

significativa no pico hidrográfico, tempo de elevação e atraso da centróide.

No leste da Amazônia, na microbacia com vegetação mista estudada por Wickel [2004] e Wickel *et al.* [2008], as medições de campo indicaram um valor médio de K_{sat} de 161 mm h^{-1} . Com base na medição da intensidade da precipitação, os autores concluíram que a precipitação nunca excedeu as taxas de infiltração. Essas altas taxas de infiltração foram atribuídas ao fluxo preferencial que ocorreu ao longo do sistema radicular existente da vegetação do pousio. Wickel [2004] calculou que 98% da descarga total do igarapé correspondeu ao fluxo de água subterrânea (fluxo de base), enquanto que os 2% remanescentes foram considerados escoamento superficial durante as chuvas, o qual consiste inteiramente de escoamento superficial por saturação.

Em um estudo de microbacias pareadas na Amazônia central, Trancoso [2006] observou claras evidências dos impactos da conversão de floresta em pastagem. A análise de 40 eventos hidrológicos em bacias pareadas com áreas aproximadas de 1 km^2 indicou redução significativa de tempo de concentração, tempo de recessão e tempo de pico na microbacia sob pastagem. Os eventos também revelaram um aumento expressivo nos volumes de escoamento superficial durante a chuva e no pico da hidrógrafa na pastagem em comparação com a microbacia florestada, o que indica que os mecanismos de deflúvio têm sido severamente afetados pela mudança de uso da terra.

2.3. O Balanço Hídrico Anual

É consensual o entendimento de que o efeito hidrológico mais importante da conversão de floresta em pastagem está relacionado às mudanças na evapotranspiração [Zhang *et al.*, 2001]. A redução da evapotranspiração nos sítios de pastagem está relacionada à combinação de vários fatores, tais como a diminuição da capacidade de interceptação, rugosidade superficial, absorção de água de solo profundo e aumento de albedo. Uma redução na evapotranspiração causa profundo impacto no balanço de radiação e, conseqüentemente, nas interações entre solo, vegetação e atmosfera.

A interceptação depende não apenas da estrutura física da vegetação, mas também das

características da precipitação. Os experimentos hidrológicos do LBA realizaram quantificações em várias localidades e fornecem evidências de como a interceptação varia através das diferentes regiões da Amazônia e de como a interceptação é fortemente afetada pela variabilidade interanual de precipitação. Schubert [2005] calculou que as perdas por interceptação foram entre 11,6% e 20% da precipitação na floresta da Fazenda Vitória no período entre 2000 e 2003. O valor médio medido foi de 15,5%, e a variabilidade interanual de interceptação foi atribuída às características da precipitação. Concordando com tais resultados, Cuartas *et al.* [2007] mostraram que nos anos com precipitação normal (próximo a média), a interceptação foi de 13,3%, em comparação com 22,6% em um ano seco na microbacia do Asu na Amazônia central. A diferença na interceptação é explicada pela comparação de média da intensidade e duração dos eventos de chuva em um ano normal ($8,77 \text{ mm h}^{-1}$ e $1,88 \text{ h}$) em contraste com o mais seco ($5,36 \text{ mm h}^{-1}$ e $2,32 \text{ h}$). A perda por interceptação para todo o período foi de 16,5% da precipitação bruta, com precipitação interna de 82,9% e escoamento pelo tronco de 0,6%. O mais interessante é que os modelos de interceptação (particularmente o proposto por Gash *et al.* [1995]) teve êxito em captar a variabilidade associada com a variabilidade das características da precipitação. Germer *et al.* [2006] relataram uma precipitação interna (não interceptada) de 89,6% da precipitação bruta em Rancho Grande, no sudoeste da Amazônia. Embora essa estimativa seja menor do que os estudos na Amazônia central, é importante observar que a floresta em Rondônia tinha um IAF mais baixo e, conseqüentemente, uma capacidade reduzida do dossel.

Um estudo de microbacias pareadas na Amazônia central [Trancoso, 2006] indicou diferenças significativas nos componentes do balanço hídrico. A evaporação anual na pastagem foi estimada em 876 mm, enquanto na floresta foi de 1.277 mm. Isso significa que a evaporação foi $1,1 \text{ mm dia}^{-1}$ menor na pastagem em comparação com a microbacia sob floresta. Em termos de descarga anual, o rendimento hídrico na pastagem foi de 686 mm em comparação com 328 mm na floresta ($0,98 \text{ mm dia}^{-1}$ mais alta na pastagem do que na floresta). É interessante observar que o aumento na descarga foi quase equivalente à

diminuição correspondente na evaporação estimada. Além disso, dados do estudo de microbacias pareadas da Amazônia central indicaram que o escoamento superficial durante as chuvas foi de 15,3% na floresta e de 26,4% na pastagem. Portanto, os coeficientes de escoamento superficial (relação Q/P) foram 0,17 e 0,32 para a floresta e pastagem, respectivamente. Além disso, as curvas da duração do escoamento mostraram irregularidades nos componentes da descarga do igarapé na microbacia sob pastagem, o que indica que a substituição da floresta produz impactos significativos na capacidade de redução de inundações durante a estação chuvosa e estiagem nas estações secas.

O estudo da microbacia do Asu [Tomasella et al., 2008] também demonstraram o efeito da grande variabilidade intrasazonal e interanual da precipitação sobre os componentes do balanço hídrico. Usando dados de um período de três anos, e baseados em medições de umidade do solo, precipitação, evaporação e nível freático, os autores mostraram um forte efeito de memória no sistema de água subterrânea que se refletiu nas anomalias do clima sazonal de um ano para o outro ano e afetou a resposta hidrológica muito além do período de tempo da anomalia. Além disso, a zona profunda não saturada foi identificada como tendo um papel chave na redução de grande parte da variabilidade intrasazonal e também afetando a recarga dos aquíferos subterrâneos. Esse efeito de memória é crucial para a manutenção da descarga fluvial e da evaporação em anos com déficit de precipitação. O efeito memória causado pelo armazenamento de água tanto no lençol freático como na zona não saturada pode também impedir o fechamento de balanços hídricos anuais em grande escala, os quais pressupõem que os estoques voltem ao estado padrão de cada ano.

Os dados da Fazenda Vitória mostraram que, em termos anuais, a descarga na microbacia florestada foi de 46 e 43 mm nos anos de 2002 e 2003, respectivamente. Na pastagem, a descarga anual variou entre 320 e 319 mm no mesmo período. Moraes et al. [2006] calcularam a drenagem através da camada plíntica pressupondo drenagem livre e, por meio do balanço hídrico, estimaram uma evaporação de 1.627 e 1.316 mm para a floresta (91% a 95% da precipitação anual) e entre 1.419 e 1.028 mm (70% a 75% da

precipitação anual) para a pastagem. Devido às incertezas das estimativas de drenagem, mais o efeito de assimilação por raízes profundas abaixo da camada plíntica (particularmente na floresta), essas estimativas de evaporação podem ser maiores do que outros valores relatados para a Amazônia e devem ser consideradas com cautela. Em termos do coeficiente de deflúvio (razão entre descarga e precipitação), a pastagem mostrou uma relação de 17,3%, enquanto na floresta ela foi de 3,2% da precipitação interna (não interceptada). O aumento de descarga na pastagem pode ser atribuído à redução de evaporação na pastagem e mudanças nos mecanismos do deflúvio.

Esses números estão dentro dos índices relatados por Johnson et al. [2006] para as quatro microbacias adjacentes em Mato Grosso (sul da Amazônia). Os autores observaram que em bases anuais a descarga correspondeu a cerca de 5,9% do total da precipitação. No leste da Amazônia, e usando o método de Penman Monteith, Wickel [2004] calculou uma evaporação de aproximadamente 59% do total da precipitação. Esse número ficou próximo do valor derivado a partir de balanços hídricos de bacias. O coeficiente do deflúvio apresentou variação entre 38% e 41%. Biggs et al. [2006] estimaram que o fluxo de água subterrânea na microbacia sob pastagem da Fazenda Nossa Senhora variou de 19% a 30% da precipitação anual, enquanto a evaporação foi de aproximadamente 53% - 65% da precipitação anual. Esses resultados sugerem que a descarga total (água subterrânea e escoamento superficial durante as chuvas) represente de 35% a 47% da precipitação anual, e o escoamento superficial durante as chuvas foi cerca de 17% da precipitação total. Medições nas microbacias sob floresta e pastagem em Rancho Grande [Chaves et al., 2008] mostraram que o rendimento hídrico foi de 17% da precipitação total na pastagem comparado a 0,8% na floresta.

Em resumo, os dados de pequenas bacias de drenagem na Amazônia indicam que a conversão de floresta em pastagem produz aumento da descarga e redução da evaporação. Além disso, há um aumento do escoamento superficial durante as chuvas na pastagem principalmente por causa do aumento do escoamento superficial por excesso de infiltração (hortoniano) e até um aumento de escoamento subsuperficial durante as chuvas devido à redução da condutividade hidráulica

saturada que, por sua vez, aumenta os riscos de erosão e de sedimentação. Na floresta, por outro lado, o mecanismo principal de geração de escoamento superficial durante a chuva é o escoamento superficial por saturação na zona ripária. Conforme sugerem dados de campo, essa conclusão talvez não seja completamente válida para as áreas de cabeceira, onde o escoamento durante a chuva pode ser dominado pelo fluxo de retorno devido ao efeito de válvula reguladora (throttle) (Hodnett et al., manuscrito submetido, 2008). De modo geral, os resultados sugeridos de que a história do uso da terra anterior ao abandono de áreas desmatadas, em termos de duração e intensidade, é crucial para entender os efeitos potenciais do desmatamento sobre as propriedades hidráulicas e, particularmente, para entender o quão rapidamente a infiltração e a condutividade hidráulica saturada se recuperam [Zimmermann et al., 2006]. De todos os tipos de uso da terra, parece claro que a pastagem com pastoreio intensivo produz o impacto mais drástico na resposta hidrológica.

3. A DINÂMICA DE NUTRIENTES E OS EFEITOS DO DESMATAMENTO

A conversão da floresta amazônica em usos da terra sem floresta traz importantes consequências para o funcionamento biogeoquímico e balanços de nutrientes em pequenas bacias. Esses processos são controlados por muitos fatores que interagem com o uso da terra em modos potencialmente importantes. Por exemplo, as mudanças no uso da terra podem alterar a base biogeoquímica dos solos por meio de mudanças nas taxas de ciclagem dos elementos e nas formas e disponibilidade da solução do solo e da água subterrânea. Esses solutos então interagem com a estrutura dos caminhos hidrológicos, ou caminhos do fluxo, os quais retiram a água da área terrestre e a aportam nos igarapés. Esses caminhos de fluxo incluem a precipitação, precipitação interna (não interceptada), escoamento superficial, movimento vertical da água para os estoques hídricos subterrâneos, movimento lateral de água subterrânea e movimento da água através de zonas ripárias. As unidades dominantes de solo-paisagem, ou “soilsapes”, também exercem um

controle importante sobre esses caminhos de fluxo porque as características do solo, tais como os horizontes com condutividade hidráulica reduzida, controlam a geração de escoamentos superficiais “rápidos” versus fluxos de base “lentos” [Elsenbeer, 2001]. Mudanças na cobertura da terra, como o desmatamento da floresta para formação de pastagem, podem influenciar a transformação, retenção e perda de nutrientes em bacias de drenagem por meio da alteração da importância relativa dos diferentes caminhos do fluxo e pela transformação dos solutos que ocorrem nos caminhos do fluxo hídrico do solo para o igarapé e dentro dos próprios canais fluviais. Apresentamos aqui uma revisão sobre o conhecimento de importantes aspectos da estrutura dos caminhos dos fluxos hidrológicos e da ciclagem de N, P, e cátions que têm funções essenciais na dinâmica de nutrientes em bacias de drenagem.

3.1. A Dinâmica de Nitrogênio em Floresta

Apesar das taxas relativamente baixas de deposição de N inorgânico atmosférico na floresta amazônica entre 1 a 4 kg N ha⁻¹ [Holland et al., 1997; Hauglustaine et al., 2004; Bouwmann et al., 2002; Filoso et al., 1999; Germer et al., 2007], a maior parte dos solos da floresta amazônica de planície apresentam altas taxas de liberação de N proveniente da mineralização da matéria orgânica do solo e altas taxas de nitrificação [Neill et al., 1997; Neill et al., 1999; Verchot et al., 1999; Luizão et al., 2004]. A folhagem da floresta amazônica contém razões de C:N relativamente baixas [Vitousek, 1984], e a biomassa da floresta e solos contém estoques relativamente altos de N [Vitousek, 1984; Markewitz et al., 2004; Davidson et al., 2004], embora de 80% a 90% do N presente nos solos profundos seja passivo e recicle muito lentamente [Trumbore et al., 1995]. Essas características são indicativas de alta disponibilidade de N e ausência de limitação de N para as árvores da floresta. Os solos da floresta amazônica apresentam várias outras indicações de altas taxas de ciclagem de N e ausência de ciclos conservativos de N. As emissões do solo de óxido nitroso (N₂O) e óxido nítrico (NO) são elevadas [Verchot et al., 1999; Melillo et al., 2001; Davidson et al., 2002], as concentrações de NO₃⁻ na solução do solo e as razões de nitrogênio inorgânico dissolvido e nitrogênio orgânico dissolvido

(NID:NOD) também são altas, indicando nitrificação de N inorgânico relativamente rápida e completa [Neill et al., 1991; Markewitz et al., 2004; Neill et al., 2006a], e as altas concentrações de ^{15}N na folhagem da floresta, sugerem um ciclo relativamente aberto de N com perda preferencial de ^{14}N [Martinelli et al., 1999]. Emissões de óxido de N da floresta estão na faixa de 3 a 4 kg de N a^{-1} e são altas comparadas a muitas outras florestas [Davidson et al., 2004; Neill et al., 2006a]. Concentrações de N inorgânico maiores do que 100 $\mu\text{mol L}^{-1}$ em soluções do solo de floresta, com elevada predominância de NO_3^- , ocorrem na maioria dos lugares onde foram avaliadas [Neill et al., 2001; Markewitz et al., 2004; Neill et al., 2006a; Chaves et al., 2008].

Apesar das altas concentrações de NO_3^- na solução do solo e de estoques de N aparentemente abundantes em vegetação e solos, as concentrações de N dissolvido em águas de igarapés são baixas e em geral duas ordens de magnitude menores do que as concentrações na solução do solo [Lesack, 1993a; McClain et al., 2004; Williams e Melack, 1997; Neill et al., 2001; Markewitz et al., 2004]. Isso sugere alta remoção de N por meio dos fluxos hidrológicos que vão dos solos aos igarapés. Diminuição abrupta de NO_3^- na solução do solo em gradiente desde terra firme até os igarapés também sustentam os argumentos sobre a alta remoção de N a medida que a água atravessa a zona ripária [McClain et al., 1994; Williams et al., 1997]. A exportação anual de NID de bacias de drenagem por meio de fluxos subterrâneos e fluviais é também baixa e as medições indicaram que não ultrapassam 1 kg ha^{-1} [Lesack, 1993a; Davidson et al., 2004, Germer et al., no prelo]. Fluxos laterais rasos compreendem uma porção significativa da descarga total dos igarapés, mesmo em locais com condutividade hidráulica de solo restrita [Moraes et al., 2006, Chaves et al., 2008], o que sugere altas taxas de remoção de N em caminhos de fluxo que vão da solução do solo, onde as concentrações de NO_3^- são altas, aos igarapés, onde as concentrações de NO_3^- são bem baixas.

Os padrões de diminuição das concentrações de NO_3^- na água subterrânea ao longo de toposequências desde a floresta de terra firme e até as áreas de inundação saturadas nas margens do igarapé mostraram altas perdas de NO_3^- em zonas ripárias [McClain et al., 1994; Williams et al.,

1997]. Embora Neill et al. [2001] tenham sugerido que a contribuição de NO_3^- da solução do solo, mesmo que em baixa porcentagem, pode aumentar as concentrações de NO_3^- observadas em igarapés, evidência isotópica sugere que a maior parte do NO_3^- do igarapé é derivada de nitrificação no próprio igarapé e não da porção terrestre da bacia de drenagem [Brandes et al., 1996]. Concentrações extremamente baixas de NO_3^- ($<1 \mu\text{mol L}^{-1}$) observadas em água subterrânea na floresta de terra firme em Rondônia sugerem alta remoção de N na solução do solo ao contrário da maior concentração presente em zonas ripárias. As concentrações de NO_3^- em águas subterrâneas medidas em Rondônia, entretanto, foram em Ultissolos e muito mais baixas do que as concentrações de aproximadamente 30 – 50 $\mu\text{mol L}^{-1}$ medidas em poços com profundidades similares em porções de terra firme de pequenas bacias de drenagem na Amazônia central [McClain et al., 1994; Brandes et al., 1996; Williams et al., 1997] ou em solução de solo profundo no leste da Amazônia [Markewitz et al., 2004]. Essa diferença sugere que a estrutura do caminho do fluxo no solo e a menor perda ou retenção de N dentro do caminho do fluxo em Oxisolos produzem mais NO_3^- na água subterrânea regional. Essas observações têm implicações importantes para o nosso entendimento do movimento solo-água de N e da importância de solos e zonas ripárias como transformadores de N nas paisagens amazônicas. Elas são também críticas para o desenvolvimento de modelos de previsão do movimento solo-água de N e da função ripária em maiores escalas. Na teoria da “remoção ripária”, o NO_3^- gerado em solos de floresta pode chegar ou não aos igarapés, dependendo da presença de uma zona ripária saturada. Se isso for verdadeiro, os fluxos solo-água de N na rede fluvial e em escalas regionais dependerão da estrutura da zona ripária da bacia de drenagem e da presença de caminhos de fluxo que atravessem as zonas ripárias. A ordem do curso d'água e o tamanho da bacia de drenagem parecem ser importantes para essas funções porque eles determinam o tamanho das zonas ripárias e a estrutura dos caminhos do fluxo nessas zonas. Na teoria da “remoção no solo”, o NO_3^- é removido em zonas vadosas do solo ou na interface da solução do solo com o aquífero subterrâneo. Essa transformação ocorre de modo

disperso através das bacias e resulta numa água subterrânea quase sem qualquer NO_3^- . Se isso for verdadeiro, os caminhos do fluxo dos solos até os estoques subterrâneos são os controles mais importantes para a retenção de N na bacia de drenagem, sendo então os caminhos do fluxo de N através de zonas ripárias menos críticos. A ordem do curso d'água e a estrutura de zonas ripárias não seriam importantes porque a água chega a zonas próximas ao igarapé já pobres em NO_3^- . Essas diferenças são também importantes determinantes potenciais do modo como a dinâmica de N na bacia de drenagem irá responder à mudança do uso da terra.

Novo trabalho sobre a dinâmica de N e seu transporte em igarapé sugere que uma vez que o N inorgânico alcança os pequenos igarapés florestados, ele tem o potencial de se deslocar por longas distâncias nesse curso d'água. Adições de NH_4^+ e NO_3^- juntamente com traçadores conservativos indicam que os igarapés da floresta amazônica apresentam estoque transiente relativamente baixo e são necessárias longas distâncias para a assimilação de NH_4^+ e NO_3^- [Neill *et al.*, 2006b]. Adições de traçadores com ^{15}N a um igarapé de segunda ordem em floresta de Rondônia revelaram que aproximadamente 67% do NH_4^+ adicionado se deslocou, sem ser alterado, através de uma distância de 200 m, 8% do NH_4^+ traçador adicionado foi nitrificado no canal do igarapé, e apenas 1% de ^{15}N adicionado foi recuperado nos compartimentos de matéria orgânica do igarapé. Deegan *et al.* (manuscrito submetido, 2009) também não encontraram evidência de assimilação de NO_3^- , o que indica que embora os processos nas bacias de drenagem formem barreiras altamente efetivas para o movimento de N da porção terrestre até os igarapés, ele tem a capacidade de se deslocar por distâncias que ultrapassam muitos quilômetros.

3.2. *Efeitos da Mudança do Uso da Terra na Dinâmica de Nitrogênio*

O desmatamento da floresta tropical ocasiona muitas mudanças que têm o potencial de alterar tanto as concentrações de solutos que se movem dos solos para os igarapés em pequenas bacias quanto as concentrações de solutos nesses canais fluviais. Esses processos são controlados, de modo

importante, pelas mudanças produzidas na biogeoquímica do solo e na estrutura dos canais fluviais em decorrência do desmatamento. O desflorestamento pode produzir aumentos rápidos, mas de curta duração, das taxas de ciclagem de N no solo, que então causam o aumento das concentrações de N inorgânico sob a forma de nitrato na solução do solo. Em Rondônia, Neill *et al.* [2006a] observaram que conversão da floresta em pastagem aumentou em mais de 10 vezes as concentrações de nitrato na solução do solo durante o primeiro ano após o desmatamento. Concentrações de amônio e N orgânico dissolvido na solução do solo parecem ser muito menos influenciadas pelo desmatamento. Esse distúrbio de elevação da concentração de nitrato imediatamente após o desmatamento foi relatado em outras localidades da Amazônia como San Carlos, Venezuela, por Uhl e Jordan [1984], e próximo à Manaus na Amazônia central, por Piccolo *et al.* [1994a] e parece indicar uma característica geral da resposta da ciclagem de N em floresta tropical com solos intemperizados. Há argumentos que sugerem que o aumento da concentração de nitrato na solução do solo imediatamente após o desmatamento produz o aumento da exportação de nitrato em igarapés. Williams *et al.* [1997] observaram aumento na exportação de nitrato em microbacias na Amazônia central em processo de desmatamento. Entretanto, experimentos em toda a bacia que examinam a dinâmica de solutos dos solos para os igarapés e a exportação de material pela bacia durante o processo de desmatamento ainda não foram conduzidos na Amazônia.

Estudos na Amazônia oriental e ocidental mostram que a conversão da floresta tropical em pastagem promove a diminuição das taxas de ciclagem de N do solo, conforme se observa nas taxas mais baixas de mineralização de N líquido em solos e nas taxas mais baixas de concentração de nitrato em solução de solo em pastagens estabelecidas, em comparação com a floresta [Piccolo *et al.*, 1994b; Neill *et al.*, 1997; Verchot *et al.*, 1999; Markewitz *et al.*, 2004]. Esse padrão parece ser generalizado, e tais padrões de ciclagem de N "típicos de pastagem" geralmente se estabelecem no período de um a três anos.

Embora as ligações entre taxas mais baixas de ciclagem de N em solos e emissões mais baixas de óxidos de N em solos de pastagem pareçam claras

[Verchot *et al.*, 1999; Melillo *et al.*, 2001], é menos evidente se as concentrações mais baixas de nitrato em soluções do solo de pastagem determinam concentrações mais baixas de nitrato nas águas de igarapés que drenam bacias predominantemente ocupadas por pastagem. Neill *et al.* [2001] observaram concentrações mais baixas de nitrato em igarapés que drenam pastagem estabelecida do que em igarapés que drenam floresta intacta e argumentaram que a menor disponibilidade de N inorgânico em solos e concentrações menores de N em soluções do solo de pastagens foram associadas às concentrações mais baixas de nitrato em pequenos igarapés que drenam pastagem, em comparação com igarapés que drenam floresta. Novas evidências apontam para dois mecanismos que ligam padrões de ciclagem de N na floresta para os solos florestais e para às concentrações de nitrato em águas fluviais em áreas de floresta. Primeiro, Chaves *et al.* [2009] relatam baixas concentrações de nitrato ($<1\ \mu\text{M}$) em igarapés de bacias de floresta intacta em Rondônia, o que sugere que a água subterrânea não é uma fonte primária de nitrato para pequenos igarapés. Ao contrário, o nitrato exportado para igarapés transitórios é derivado de uma combinação de fluxos hídricos mais superficiais, que incluem aqueles próximos à superfície (que refletem em sua química a precipitação interna) e a solução do solo. Em pastagem, nem a água subterrânea, nem esses tais fluxos hídricos mais superficiais apresentaram concentração mediana de nitrato que ultrapassasse $1\ \mu\text{M}$; conseqüentemente, a capacidade de qualquer fluxo hídrico em pastagens exportar nitrato para igarapés era mínima. A diferença chave parece ser a combinação da presença de nitrato na solução do solo e a ocorrência de fluxos próximos à superfície do solo, capazes de transportar esse nitrato na floresta, e a ausência de qualquer forma de fluxo hídrico capaz de aportar nitrato nos igarapés em pastagem. Markewitz *et al.* [2001] argumentaram que uma mudança nas fontes de água para fluxos mais superficiais em pastagem foi responsável pelas concentrações mais altas de cálcio na água fluvial de uma bacia parcialmente desmatada em Paragominas porque os fluxos superficiais foram capazes de transportar cálcio, depositado nos solos devido ao desmatamento e queima da floresta, de solos superficiais para a água do igarapé.

As condições físicas de pequenos canais de igarapés em pastagem podem também influenciar as condições de oxirredução (oxidação-redução) que, por sua vez, modificam as concentrações de solutos em águas fluviais. Isso foi claramente demonstrado em Rondônia, onde a invasão de gramíneas aquáticas em igarapés transformou o habitat fluvial que consistia em cobertura de bentos predominantemente composta por areia, amontoados de folha, e matéria orgânica florestal fina, em um ambiente com predominância de gramínea com menos areia e matéria orgânica fina proveniente da pastagem [Neill *et al.*, 2006b]. Isso aumentou o tempo de residência da água em zonas de estoque transientes, diminuiu as concentrações de oxigênio e levou a concentrações muito baixas de nitrato ($<1\ \mu\text{M}$) na água fluvial, provavelmente, em grande parte como resultado de altas taxas de desnitrificação sob condições de hipoxia [Neill *et al.*, 2006b].

Onde isso ocorre, esse canal invadido por gramíneas de pastagem parece ter um papel importante na determinação de como os pequenos igarapés de pastagem funcionam como vias de transporte de N nas redes fluviais. As distâncias para a assimilação de amônio e nitrato (o número de metros que em média a molécula se desloca antes de ser absorvida pelos sedimentos) medidas em floresta de Rondônia são longas. Usando aplicação *in situ* de ^{15}N nos canais de igarapés, Deegan *et al.* (manuscrito submetido) observaram distâncias superiores a 1 km para a assimilação de amônio e nenhuma evidência de assimilação de nitrato em igarapés de floresta. Por outro lado, as distâncias para a assimilação de amônio em igarapés de pastagem foram em torno de 300 a 600m. Enquanto que 59% de ^{15}N aplicados como amônio aos igarapés de floresta tenham sido exportado como amônia a jusante, nos igarapés de pastagem 53% de $^{15}\text{NH}_4^+$ adicionados foram recuperados nas gramíneas das margens do igarapé (Deegan *et al.*, manuscrito submetido), o que indica que a assimilação pela planta pode ser um importante mecanismo de remoção de nitrato da água fluvial.

Dado que os igarapés de pastagem invadidos por gramíneas também acumulam grandes estoques de matéria orgânica, a invasão parece ser um mecanismo que retém N em pequenas bacias e impede o movimento de N inorgânico nas águas fluviais. A invasão de canais de pastagem parece

prevalecer em algumas áreas (ex., na região central de Rondônia), embora muito menos comum e potencialmente menos importante em outras regiões, mas a dimensão e os mecanismos de controle dessa invasão continuam, em grande parte, incompreendidos. Além disso, a extensão e a importância da invasão de gramínea parecem ser maiores em pequenos igarapés (de primeira e segunda ordens). Por exemplo, *Thomas et al.* [2004] observaram que as concentrações de oxigênio e nitrato em águas de igarapés de terceira ordem em pastagens parecem ser mais similares às daquelas de pequenos igarapés de floresta do que às daquelas medidas em igarapés de pastagem de menor ordem presentes em áreas a montante na mesma bacia. Deegan et al. (manuscrito submetido) também observaram que a retenção de ^{15}N em igarapé de terceira ordem em pastagem assemelhou-se mais diretamente à baixa retenção de N em igarapés de floresta, em comparação com a alta retenção de N encontrada em pequenos igarapés de pastagem, o que sugere que o uso da terra causará grande mudança na ciclagem do N fluvial em pequenos igarapés de cabeceira nas planícies.

3.3. A Dinâmica do Fósforo

A deposição de fósforo na floresta amazônica é muito baixa. Gradientes de aportes de P em grandes regiões florestadas podem ser supridos pelo transporte de longa distância de poeira atmosférica proveniente do norte da África, que atinge amplamente a Amazônia e diminui na direção oeste [*Swap et al.*, 1992; *Okin et al.*, 2004]. Embora essas entradas possam ter um papel importante na manutenção a longo prazo da produtividade da floresta, elas não parecem ter papel importante na ciclagem anual de P do solo. Pouco ou nenhum mineral primário intemperizável rico em P está disponível nos Ultissolos e Oxissolos profundos e altamente intemperizados que cobrem a maior parte das planícies amazônicas. Grandes estoques totais de P do solo estão frequentemente presentes em vegetação e solos [*Markewitz et al.*, 2004], mas esse P está, de modo geral, associado ao ferro e alumínio em formas oclusas ou como P orgânico relativamente estável [*Towsend et al.*, 2002; *Garcia-Montiel*, 2000; *McGrath et al.*, 2001]. O P é amplamente considerado como o principal elemento limitante

do crescimento arbóreo. Em razão de os reservatórios de P total no solo serem grandes, é suficiente o P que cicla através de seus estoques oclusos e orgânicos para sustentar a biomassa relativamente alta da floresta amazônica [*Johnson et al.*, 2003]. O fósforo é grandemente conservado na vegetação florestal, as árvores da floresta amazônica tendem a reabsorver o P das folhas e existem associações micorrízicas em raízes que facilitam a assimilação de P [*Herrera et al.*, 1978; *Vitousek*, 1984].

As concentrações de fósforo na solução do solo são tipicamente muito baixas e controladas principalmente pela rápida adsorção de PO_4^{3-} livre aos minerais secundários em solos muito argilosos [*Johnson et al.*, 2003]. Não há evidência de movimento significativo de P inorgânico em solução de solo [*Markewitz et al.*, 2004], as concentrações de PO_4^{3-} em águas de igarapés de floresta são muito baixas [*Lesack*, 1993a; *Neill et al.*, 2001; *Biggs et al.*, 2002; *Saunders et al.*, 2006], e as exportações estimadas de P inorgânico por águas fluviais são menores que $0,01 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ [*Markewitz et al.*, 2004].

As razões entre nitrogênio inorgânico dissolvido e fósforo inorgânico dissolvido (NID:PID) em águas fluviais de pequenos igarapés de floresta amazônica são altas e sugerem que P seja o nutriente mais importante para a limitação da produtividade primária, embora as condições sombrias normalmente favoreçam taxas em geral muito baixas de produção primária [*Fittkau*, 1967]. Adições de fósforo em água de igarapés de floresta mostram que o P é rapidamente absorvido comparativamente ao N inorgânico [*Neill et al.*, 2006b]. Isso sugere que o conceito de limitação por P para o crescimento da vegetação florestal em solos amazônicos intemperizados provavelmente explique processos como a atenuação da produção fitoplanctônica em igarapés e o funcionamento dos pequenos igarapés como barreiras relativamente eficientes do transporte de P inorgânico a jusante a baixas concentrações como as encontradas na solução do solo da floresta e na água fluvial.

3.4. Efeitos da Mudança do Uso da Terra sobre o Fósforo

Controles do movimento solo-água de fósforo estão sujeitos a um conjunto potencialmente diferente de mecanismos. O desmatamento

florestal para formação de pastagem leva a um aumento da disponibilidade de P em solos por breve período [Garcia-Montiel et al., 2000]. O P inorgânico mais disponível no solo permanece muito baixo para uma ampla variação de solos de floresta tropical e pastagem [McGrath et al., 2001]. A mudança mais significativa nos padrões de disponibilidade de P no solo após o desmatamento é a alteração gradativa para maiores estoques de P orgânico em pastagem em comparação com solos de floresta [Garcia-Montiel et al., 2000; Townsend et al., 2002]. É provável que esse P orgânico tenha um papel importante na regulação da disponibilidade de P em solos tropicais [Johnson et al., 2003], mas isso não foi cuidadosamente examinado no caso de mudanças do uso da terra na Amazônia. O desmatamento parece ter pequena influência nas concentrações de fosfato na solução do solo e na água subterrânea. Embora elas não tenham sido medidas em um grande número de localidades, as medições disponíveis sugerem que as concentrações são extremamente baixas, o que é consistente com a alta capacidade de adsorção de óxidos de ferro e alumínio em solos altamente intemperizados que predominam em grande parte das planícies da Bacia Amazônica [Neill et al., 2001; Markewitz et al., 2004].

Dois mecanismos podem exercer influência importante nas concentrações de fosfato em pequenos igarapés. Primeiro, a invasão de gramíneas em igarapés de pastagem, que os levam a condições hipóxicas, parece estar associada às concentrações elevadas de fosfato comparadas àquelas medidas em igarapés de floresta, possivelmente por causa da dissolução de fosfatos de ferro e alumínio presentes em sedimentos de igarapé sob condições redutoras [Neill et al., 2006b]. Segundo, a erosão decorrente do escoamento superficial durante eventos de intensa precipitação é um mecanismo importante na exportação de P para pequenos igarapés em pastagem. Biggs et al. [2006] observaram que o escoamento superficial foi o principal responsável pela exportação de P total oriunda de vertentes em pastagens, já que as concentrações de P total em outros caminhos de fluxo eram muito baixos. Pequenos aportes de N inorgânico em igarapés de pastagem, associado à maior liberação de P dos sedimentos de igarapés, pode produzir razões mais altas de N:P dissolvidos em águas de igarapés de pastagem e o desenvolvimento de fitoplancton

limitado por N [Neill et al., 2001]. Entretanto, as distâncias para a assimilação de fosfato em igarapés de pastagem são curtas, sugerindo que a luz intensa e as baixas concentrações absolutas de NID e P inorgânico causam sua rápida assimilação pela biota aquática e plantas terrestres associadas.

4. ANÁLISE FÍSICA DE INTERAÇÕES ENTRE O USO DA TERRA E A ESCALA DE OBSERVAÇÃO

4.1. Perspectiva Hidrológica

Estudos de bacias de drenagem em vários sítios do LBA mostram claramente que o sistema água subterrânea desempenha um papel importante na geração tanto do fluxo de base como do escoamento superficial durante as chuvas. Microbacias na Amazônia caracterizam-se pela presença de leitos de vale de várias dimensões, onde o nível freático fica próximo à superfície durante quase todo o ano. Embora a substituição de floresta por pastagem e a agricultura esteja associada com a redução da condutividade hidráulica saturada próxima à superfície e ao aumento significativo do fluxo hortoniano, observação de campo indica que o escoamento superficial por saturação permanece como o mecanismo principal da geração do escoamento superficial durante as chuvas.

Se a superfície do vale é a fonte principal do deflúvio durante as chuvas, é claro que a proporção de precipitação que deixa a bacia de drenagem como escoamento superficial durante as chuvas estará relacionada à proporção da área da bacia ocupada pelo vale. Talvez a indicação mais clara do efeito da superfície do vale possa ser encontrada na Amazônia central, onde se concentra a maioria dos estudos de bacia. Dados hidrológicos publicados relativos à Barro Branco, uma bacia com 1,3 km² [Leopoldo et al., 1995], mostraram que o fluxo de base e o escoamento superficial durante as chuvas corresponderam a 91% e 9% do total da descarga fluvial, respectivamente. Lesack [1993b] fizeram medições hidrológicas detalhadas em uma microbacia de 0,23 km², que drena para o Lago Calado, próximo à Manaus. Essa microbacia tem solos e geologia similares aos de Barro Branco. O percentual máximo de eventos de precipitação que saiu da microbacia como escoamento superficial foi de 5%.

Hodnett et al. (manuscrito submetido, 2008) estimaram que a contribuição do escoamento superficial durante as chuvas na bacia do Asu varia de 31% a 45% do total da descarga fluvial.

Chauvel et al. [1987a, 1987b] apresentaram um diagrama de blocos da Bacia Modelo, ao norte de Manaus. A análise desse diagrama mostra que à medida que o tamanho da bacia de drenagem aumenta, a largura da superfície do vale e o percentual de área ocupada pelo vale em relação à área total da bacia também aumentam. A análise das imagens de satélite da área também revela aumento gradativo da área do vale na direção jusante. Isso implica que o percentual de precipitação que deixa as bacias de drenagem sob a forma de escoamento superficial durante as chuvas aumentará em função de maiores tamanhos de bacia. Microbacias possuem secção transversal em forma de V, com um pequeno vale situado apenas nas porções mais baixas da bacia, que produz um pequeno percentual de escoamento superficial durante as chuvas. Portanto, naquelas bacias, com maior área de drenagem, o percentual de escoamento superficial por saturação tende a ser maior porque o leito do vale é maior (secção transversal em forma de U).

Essas conclusões não devem ser consideradas uma “nova” contribuição para a ciência hidrológica, uma vez que essas observações seguem processos descritos por *Dunne et al.* [1975] para bacias úmidas em região temperada em florestas não perturbadas. O fenômeno é, entretanto, singular no sentido de ser observado em florestas tropicais apenas em solos argilosos bastante permeáveis, onde a intensidade de precipitação é elevada.

Portanto, ao examinar os resultados dos estudos de bacias de drenagem do LBA, deve ser observado que, além das considerações climáticas e geológicas, o tamanho da área da bacia é crucial para o entendimento do impacto do desmatamento na resposta hidrológica. A tabela abaixo resume as principais descobertas/observações em termos do comportamento da descarga fluvial e do escoamento superficial em vários sítios do LBA.

Figura 2. Variação de coeficiente de escoamento superficial (*runoff*) com área de drenagem de bacias de drenagem do LBA.

Tabela 1. Resumo de Resultados das Bacias de Drenagem do LBA em termos da Resposta Hidrológica

A figura 2 mostra os resultados da análise em termos do coeficiente do deflúvio (a relação entre a precipitação anual e a descarga anual). Desconsiderando a vasta lista de fatores, tais como a variabilidade interanual, diferenças na geologia, forma da paisagem, efeito da mudança do uso da terra sobre a condutividade hidráulica do solo e períodos de análise, a Figura 2 parece indicar que as respostas de pequenas bacias dependem do tamanho de suas áreas de drenagem.

Dado que os valores de cada pesquisa apresentados na Tabela 1 corresponderam a todo o tempo de seus respectivos períodos de estudo, eles devem ser analisados em termos de sua implicação no balanço hídrico de longo prazo (seção 2.3), e não em termos da totalidade dos efeitos das mudanças de uso da terra nos caminhos do fluxo hidrológico. Em bases anuais, o coeficiente de deflúvio fornece uma indicação indireta de evaporação da bacia de drenagem, embora *Tomasella et al.* [2008] tenham indicado limitações ao pressupor que o estado do sistema retorna às condições originais (nas bacias da Amazônia central). Portanto, a explicação mais viável das diferenças no coeficiente de deflúvio entre bacias de drenagem desmatadas e florestadas deve estar relacionada à redução de evaporação.

Embora os resultados de pequenas bacias forneçam clara evidência de que o desmatamento afeta o rendimento hídrico após a substituição da floresta por pastagem ou agricultura, tais efeitos às vezes são mais difíceis de serem detectados em bacias de drenagem maiores [*Bruijnzeel*, 2004]. *Costa et al.* [2003] detectaram um aumento na descarga do Rio Tocantins (400.812 km²), o qual foi atribuído ao desmatamento em sua cabeceira, uma área originalmente coberta com vegetação de cerrado (vegetação tipo savana), mas convertida em pastagem e agricultura. Por outro lado, *Trancoso* [2006] mostrou que as tendências detectadas nas estações selecionadas (com pelo menos 25 anos de dados) nos rios Xingu (483.397 km²), Tapajós (486.367 km²), e Madeira (3.354.222 km²) podem ser explicadas por mudanças correlacionadas diretamente à precipitação. Essa correlação indica que aquelas mudanças não estão relacionadas com a diminuição da evaporação devido à conversão da floresta (as fontes daqueles rios estão em área da Amazônia severamente perturbada, conhecida como arco do

desmatamento). Talvez o resultado mais significativo seja o observado na Bacia de Ji-Paraná (Figura 3) [adaptado de *Linhares*, 2005], que é uma das bacias de mesoescala mais afetadas na Amazônia (60% de sua vegetação original foi removida), onde nenhuma tendência, seja de precipitação ou de descarga fluvial, pode ser detectada.

Diferentemente das pequenas bacias de drenagem, as grandes bacias apresentam uma variedade de tipos de uso da terra associada à intensas mudanças temporais. Na Amazônia, especificamente ao longo do arco do desmatamento, a floresta remanescente está confinada a uma área de florestas secundárias cada vez mais fragmentadas, áreas agrícolas abandonadas, e remanescentes de floresta primária [Laurence e Bierregaard, 1997]. Conforme mostrado por *Giambelluca et al.* [2003], a magnitude e o padrão espacial de transpiração em fragmentos florestais são fortemente influenciados pelas condições das áreas desmatadas do entorno. De acordo com esses autores, o aumento da transpiração pode ocorrer não apenas nas bordas da floresta, mas também bem dentro da porção de árvores cujos dosséis estão expostos à advecção. Eles concluíram que “a fragmentação de áreas de florestas remanescentes produziria a redução parcial da evaporação regional devido ao desmatamento”. Isso em geral é atribuído à entrada da energia de calor sensível nas clareiras adjacentes e na vegetação secundária mais jovem. Além disso, *Hölscher et al.* [1997] e *Sommer et al.* [2002] mediram taxas de evaporação similares às obtidas em florestas maduras em vegetação secundária entre 2 e 3,5 anos de idade. Portanto, o crescimento secundário tropical vigoroso pode causar um retorno rápido de totais de descarga fluvial a níveis anteriores às perturbações [Bruijnzeel, 2004].

Com base nessa evidência, uma explicação plausível para o fato de que as diferenças de sinal entre bacias florestadas e desmatadas não podem ser detectadas em bacias de grande escala pode estar relacionada à agregação dos processos de evaporação em uma paisagem fragmentada.

A Figura 4 apresenta o percentual do fluxo de base em relação ao total de precipitação em função da área de drenagem. Devido à característica geomorfológica dos vales dissecados da Amazônia, o aumento de escala está associado

a um aumento da contribuição relativa da área vale/zona ripária (Hodnett et al., manuscrito submetido, 2008), que é a área mais importante para a geração de escoamento superficial durante as chuvas. Isso explica porque há um aumento da contribuição do escoamento superficial durante as chuvas com o aumento da área drenada, em bacias florestadas e desmatadas. Por causa da compactação dos solos, particularmente em áreas altamente pastoreadas, o escoamento superficial hortoniano parece ocorrer mais em áreas de baixa infiltração [Zimmerman et al., 2006], o que explica as diferenças entre áreas florestadas e desmatadas.

Por fim, observa-se claramente um conhecimento incompleto do funcionamento de fragmentos florestais, tanto do ponto de vista hidrológico quanto meteorológico. A natureza do grau de fragmentação de processos físicos como a evaporação e o escoamento superficial não estão ainda totalmente entendidos. Há uma pergunta pendente sobre o efeito potencial do desmatamento na resposta hidrológica, em particular, sobre o modo como os diferentes padrões espaciais de desmatamento, em relação à topografia, afetam a resposta hidrológica como um todo [Giambelluca, 2002].

4.2. Perspectiva da Dinâmica de Nutrientes

Em escalas mais amplas, em bacias fluviais de centenas a mais do que 10.000 km², os padrões detectados em pequenas bacias desaparecem em sua grande parte. *Biggs et al.* [2004] observaram em Rondônia uma associação positiva relativamente fraca entre a concentração de nitrato na água de rio na estação seca e o percentual de área desmatada na bacia, mas nenhuma relação na estação úmida. Os autores também encontraram P total dissolvido mais elevado em água de rio de bacias desmatadas, mas apenas em bacias com mais do que 65% de suas áreas desmatadas. *Ballester et al.* [2003] também encontraram uma relação entre o percentual de área de bacia com pastagem e a concentração de fósforo em água fluvial nos 14 maiores tributários do Rio Ji-Paraná, em Rondônia. Em escalas pouco maiores do que bacias de primeira e de segunda ordem que são basicamente o foco desta revisão, as velocidades mais altas de corrente e o canal maior de igarapés maiores em pastagem podem

ser responsáveis por esse padrão, mas isso não tem sido examinado em detalhe. Ambos, *Biggs et al.* [2004] e *Ballester et al.*[2003] observaram que a presença de cátions do solo teve um grande papel devido ao influenciar a química da água fluvial e, em muitos casos, teve influência ainda maior do que o uso da terra. A presença de áreas urbanas também desempenha um papel importante na variação das concentrações de N e P dissolvidos na escala de rios maiores.

5. CONCLUSÕES

Estudos conduzidos durante o LBA produziram novos entendimentos sobre os mecanismos da geração do deflúvio em bacias tropicais, e sobre como esses mecanismos são alterados pelas mudanças do uso da terra e da cobertura vegetal. A característica mais importante de pequenas bacias de drenagem amazônicas é, sem dúvida, o papel do sistema de água subterrânea. Está claro que o fluxo de base é o componente mais importante na geração da descarga fluvial em pequenos igarapés. A influência do fluxo de base é mais importante nas microbacias de cabeceira, e se reduz gradativamente em função do aumento da escala, o que está estreitamente relacionado com as características topográficas (largura da zona ripária).

Com relação à geração de escoamento superficial durante as chuvas, está claro que o escoamento superficial por saturação é o processo mais importante em bacias florestadas. Entretanto, nova evidência foi observada em bacias de cabeceira indicando que o fluxo de retorno pode ser crucial na produção do escoamento superficial durante as chuvas em eventos de precipitação intensa, provavelmente relacionados ao efeito da camada reguladora.

Há várias questões pendentes relacionadas ao modo como a maioria dos processos hidrológicos medidos em pequenas escalas é agregada em escalas maiores (de milhares a milhões de km²). Há evidência preliminar indicativa de que os efeitos claramente detectáveis em pequenas escalas são “diluídos” em grandes escalas, possivelmente relacionados à influência da fragmentação florestal.

Estudos futuros deverão focalizar mais as paisagens heterogêneas, particularmente os efeitos da vegetação secundária e diferentes usos da terra. Portanto, é urgentemente necessário o aprimoramento da representação da superfície da cobertura da terra. Os novos produtos não devem priorizar apenas uma maior resolução espacial, mas também incluir informações relativas à história do uso da terra, idade da pastagem/agricultura/vegetação secundária, e a relação entre a topografia e padrões de cobertura da terra. Há uma necessidade de pesquisa para avaliar os efeitos a jusante em decorrência das mudanças do uso da terra em bacias de drenagem em mesoescala e macroescala [*Bruijnzeel, 2004*].

Quanto à modelagem, há uma clara necessidade de modelos hidrológicos e atmosféricos mais detalhados, aptos a representar as interações não lineares entre fragmentos terrestres e floresta.

Finalmente, é importante aumentar a integração entre os estudos tradicionais de bacias pareadas com produtos de modelagem e os modelos de base física. Novas metodologias de extrapolação de processos hidrológicos locais para modelos de macroescala são urgentemente necessárias. Além disso, é crucial o desenvolvimento de técnicas para a estimativa de variáveis hidrológicas em bacias não calibradas, considerando a falta de dados em áreas extensas da Bacia Amazônica. Qualquer avaliação crítica de conversão em toda a Bacia apenas poderá ser considerada confiável se as ferramentas de modelagem forem baseadas em princípios físicos sólidos e verificáveis.

REFERÊNCIAS

- Andréassian, V. 2004. Waters and Forests: from historical controversy to scientific debate. *J. of Hydrology*, 291: 1-27.
- Ballester MVR, Victoria DC, Krusche AV, Coburn R, Victoria RL, Richey JE, Logsdon MG, Mayorga E, Matricardi E. 2003. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin. *Remote Sensing of the Environment*, 87:429-445
- Biggs, T.W., Dunne, T., and T. Muraoka. 2006. Transport of water, solute and nutrients from a

- pasture hillslope, southwestern Brazilian Amazon. *Hydrological Processes*, 20(12):2527-2548.
- Biggs, T. W., T. Dunne and L. A. Martinelli. 2004. Natural controls and human impacts on stream nutrient concentrations in a deforested region of the Brazilian Amazon basin. *Biogeochemistry* 68(2):227-257.
- Biggs, T. W., T. Dunne, T. F. Domingues and L. A. Martinelli, 2002. Relative influence of natural watershed properties and human disturbance on stream solute concentrations in the southwestern Brazilian Amazon basin. *Water Resources Research* 38:25-1 to 25-16.
- Bonell M. and J. Balek. 1993. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes in the humid tropics. IN: Bonell M, MM Hufschmidt, JS Gladwell (Eds.) *Hydrology and water management in the humid tropics*. Cambridge University press, Cambridge, pp. 167-260.
- Bouwmann, A. F., Van Vuuren, D. P., Derwent, R. G. and Posch M. 2002. A global analysis of acidification and eutrophication of terrestrial ecosystems. *Water, Air, Soil Polln.* 141: 349-382.
- Brandes, J. A., M. E. McClain and T. P. Pimentel. 1996. ¹⁵N evidence for the origin and cycling of inorganic nitrogen in a small Amazonian catchment. *Biogeochemistry* 34:45-56.
- Bravard S, D Righi. 1989. Geochemical differences in an Oxisol - Spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. *Geoderma* 44, 29 - 42.
- Bruinjeel, LA. 1990. Hydrology of moist tropical forest and effect of forest conversion.: a state of knowledge review. UNESCO, Paris and Vrije University, Amsterdam, *The Netherland*, 226 pp.
- Bruinjeel, LA. 2004. Hydrological functions of tropical trees: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104:185-228.
- Brown AE, L Zhang, TA McMahon, AW Western, RA Vertessy. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *J. Hydrol.* 310:28-61.
- Chauvel, A., 1982. Os latossolos amarelos, alícos, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. *Acta Amazonica* 12(3), 47-60.
- Chauvel, A., Guillaumet, J.L. and Schubart, H.O.R., 1987a. Importance et distribution des racines et des êtres vivants dans un latossol argileux sous forêt amazonienne. *Revue D'Ecologie et de Biologie du Sol* 24(1), 19-48.
- Chauvel, A., Lucas, Y., and Boulet, R., 1987b. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, central Amazonia, Brazil. *Experientia* 43, 234 - 241.
- Chaves, J., C. Neill, S. Germer, S. G. Neto, A. Krusche, and H. Elsenbeer (2008), Land management impacts on runoff sources in small Amazon watersheds, *Hydrol. Processes*, 22, 1766-1775.
- Chaves, J., C. Neill, S. Germer, S. Gouveia Neto, A. V. Krusche and H. Elsenbeer (2009), Evidence of nitrogen loss in Amazon forest and pasture soils, *Ecosystems*, in press.
- Costa, M. H., A. Botta, and J. A. Cardille.(2003), Effect of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, southeastern Amazonia, *J. Hydrol.*, 213, 206-217.
- Cuartas LA, Tomasella J, Nobre A. D, Hodnett MG, Waterloo MJ, Múnera, JC. 2007. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. *Agriculture and Forest Meteorology* in press.
- Davidson, E. A., Keller, M, Erickson, H. E., L. V. Verchot and Veldkamp, E. 2000. Testing a conceptual model of soil emissions of nitrous and nitric oxides, *BioScience*, 50, 667-680.
- Davidson E. A, Neill C., Krusche, A. V., Ballester, M. V. R., Markewitz, D. and Figueiredo R de O. 2004. Loss of nutrients from terrestrial ecosystems to streams and the atmosphere following land use change in Amazonia. In *Ecosystems and Land Use Change*, DeFries R, Asner G, Houghton RH (eds.). *Geophysical Monograph Series 153*, American Geophysical Union: Washington DC; 147-158.
- Dias ACCP, Neves ADS, Barbosa RCM. 1980. Levantamento de solos da Estação Experimental Rio Negro. *Boletim Técnico da CEPLAC* 71:1-13.
- Dunne, T., T. R. Moore, and C. H. Taylor (1975), Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions, *Hydrol. Sci. Bull.*, 20, 305-327.

- Elsenbeer, H., 2001. Hydrologic flowpaths in tropical forest soils – a review. *Hydrological Processes* 15, 1751 – 1759.
- Elsenbeer, H., and Vertessy, R.A., 2000. Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment. *Hydrological Processes*, 14, 2367 – 2381.
- Elsenbeer, H., Newton, B.E., Dunne, T and de Moraes, J.M., 1999. Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrological Processes* 13, 1417-1422.
- Filoso, S., Williams, M. R. and Melack, J. M. 1999. Composition and deposition of throughfall in a flooded forest archipelago (Negro River, Brazil). *Biogeochemistry* 45:169-195.
- Fittkau, E. -J. 1967. Atlas do Simpósio sobre a Biota Amazonica, Rio de Janeiro 3, 97.
- Franken, W. (1979), Untersuchungen im Einzugsgebiet des Zentral-amazonischen Urwaldbaches 'Barro Branco auf der 'terra firme.' 1.Abflussverhalten des Baches, *Amazoniana*, 6, 459-466.
- Franken, W., and P. R. Leopoldo (1984), Hydrology of catchment areas of Central-Amazonian forest streams. Ch 19, in: *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and Its Basin*, edited by H. Sioli, pp. 501-519, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Franken, W., and P. R. Leopoldo (1986), Relações entre fluxos de água subterrânea e superficial em bacia hidrográfica caracterizada por cobertura florestal Amazônica, *Acta Amazonica*, 16/17, 253-262.
- Germer S, Elsenbeer, H., and Moraes, J. M. 2006. Throughfall and temporal trends of rainfall redistribution in an open tropical rainforest, south-western Amazonia (Rondonia, Brazil). *Hydrology and Earth System Science* 10: 383–393.
- Germer, S., Neill, C., Krusche, A. V., Gouveia Neto, S. and Elsenbeer, H. Submitted. Seasonal and within-event dynamics of rainfall and throughfall chemistry in an open tropical rainforest in Rondônia, Brazil. *Biogeochemistry*, 86, 155-174.
- Germer, S., C. Neill, T. Vetter, J. Chaves, A. V. Krusche, and H. Elsenbeer (2009), Implications of long term land-use change for the hydrology and solute budgets of small catchments in Amazonia, *J. Hydrol.*, 364,349-363.
- Giambelluca, TW, AD Ziegler, MA Nullet, DM Truong, LT Tran. 2003. Transpiration in a small tropical forest patch. *Agriculture and Forest Meteorology*, 117:1-22.
- Godsey S, Elsenbeer H and Stallard R. 2004. Overland flow generation in two lithologically distinct rainforest catchments. *Journal of Hydrology* 295: 276-290. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.03.014
- Hauglustaine, D. A., Hourdin, F., Jourdain, L. Filiberti, M. A., Walters, S., Lamarque, J. F. and Holand, E. A. 2004. Interactive chemistry in the Laboratoire de Meteorologie Dynamique general circulation model: Description and background tropospheric chemistry evaluation. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 109, D04314, doi: 10.1029/2003JD003957.
- Herrera, R., Merida, T., Stark, N. and Jordan, C. 1978. Direct phosphorus transfer from leaf litter to roots. *Naturwissenschaften* 65: 208-209.
- Hodnett, MG, Oyama, M.D., Tomasella, J., and Marques Filho, A. de O., 1996a. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: *Amazonian Deforestation and Climate*, Eds Gash, J., Nobre, C.A., Roberts, J.M., and Victoria, R.L. John Wiley, Chichester, U.K. pp. 57-77.
- Hodnett, M.G., J. Tomasella, A.O. Marques Filho, e M.D. 1996b. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonia: predictions from long-term daily rainfall using a simple water balance model. In: *Amazonian Deforestation and Climate*, Eds Gash, J., Nobre, C.A., Roberts, J.M., and Victoria, R.L. John Wiley, Chichester, U.K. pp 79-99.
- Hodnett, M.G., I. Vendrame, A.O. Marques Filho, M.D. Oyama, J. Tomasella. 1997a. Soil and groundwater behaviour in a catenary sequence beneath forest in Central Amazonia: I. Comparisons between plateau, slope and valley floor. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 1(2):265-277.
- Hodnett, M.G., I. Vendrame, M.D. Oyama, A.O. Marques Filho, J. Tomasella. 1997b. Soil water storage and groundwater behaviour in a catenary sequence beneath forest in Central Amazonia. II. Floodplain water table behaviour and implication for streamflow generation.

- Hydrology and Earth Systems Sciences*, 1(2):279-290.
- Hodnett, MG, Tomasella J, Cuartas LA, Waterloo MJ, Nobre AD. 2007. Sub surface hydrological flow paths in a ferralsol (oxisol) landscape in Central Amazonia. Submitted to *Hydrological Science Journal*.
- Holland, E. A., Braswell, B. H., Lamarque, J. F., Townsend, A., Sulzman, J., Muller, J. F., Dentener, F., Brasseur, G., Levy, H., Penner, J. E. and Roelofs, G. J. 1997. Variations in the predicted distribution of atmospheric nitrogen deposition and their impact on carbon uptake by terrestrial ecosystems. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 102: 15,149-15,866.
- Höllscher, D., T. D. de A. Sá, T. X. Bastos, M. Denisch, and H. Folster (1997), Evaporation from young secondary vegetation in eastern Amazonia, *J. Hydrol.*, 193, 293-305
- Jipp PH, DC Nepstad, DK Cassel, CR Carvalho. 1998. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally dry Amazonia. *Climate Change* 39:395-412.
- Johnson, A. H., Frizano, J. and Vann, D. R. 2003. Biogeochemical implications of labile phosphorus in forest soils determined by the Hedley fractionation procedure. *Oecologia* 135: 487-499.
- Johnson, M.S., Lehmann, J., Selva, E. C., Abdo, M., Riha, S. and Couto, E. G. 2006. Organic carbon fluxes and streamwater exports from headwater catchments in the Southern Amazon. *Hydrol. Process.* 20(12), 2599-2614.
- Lal, R. 1987. Tropical ecology and physical edaphology. Wiley, New York. 732 pp.
- Laurance, W. F., and R. O. Bierregaard Jr. (1997), preface: *A crisis in the making, in Tropical Forest Remnants: Ecology, Management and Conservation of Fragmented Communities*, edited by W. F. Laurance and R. O. Bierregaard Jr., Univ. of Chicago Press, Chicago, Ill.
- Leopoldo, PR, W. Franken, E. Matsui, J. Salati. 1982. Estimativa de evapotranspiração de floresta amazônica de terra firme. *Acta Amazonica*, 12, 23-28.
- Leopoldo, PR, W. Franken, W., and E. Matsui. 1984. Hydrological aspects of the tropical rainforest in Central Amazon. *Interciencia*, 9:125-131.
- Leopoldo, P.R., Franken, W., and Matsui, E., 1985. Hydrological aspects of the tropical rainforest in the central Amazon. Ch. 7, in *Change in the Amazon Basin*, Vol 1. Man's impact on forests and rivers. Ed J.Hemming. Manchester University Press, Manchester, U.K. 222 pp.
- Leopoldo PR, Franken W, Salati E, Ribeiro MNG. 1987. Towards a water balance in Central Amazonian region. *Experientia* 43:222-233.
- Leopoldo, P.R., W. Franken, and N.A. Villa Nova. 1995. Real evapo-transpiration and transpiration through a tropical rainforest in central Amazonia as estimated by the water balance method. *Forest Ecology and Management* 73:185-195.
- Lesack, L.F.W., 1993. Water balance and hydrologic characteristics of a rainforest catchment in a central Amazon basin. *Water Resources Research*, 29:759-773.
- Linhares, C.A. 2005. Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na bacia do Rio Ji-Paraná /RO. Tese de doutorado em Sensoriamento Remoto. INPE.
- Luizão, R. C., Luizão, F. J., Paiva, R. Q., Monteiro, T. F., Sousa, L. S. and Kruijt, B. 2004. Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. *Global Change Biol.* 10(5): 592-600.
- Markewitz, D.; Davidson, E.A.; Figueiredo, R.O.; Victoria, R.L.; Krusche, A.V. 2001 Control of cation concentrations in stream waters by surface soil processes in an Amazonian watershed. *Nature*, 410, 802-805.
- Markewitz D, Davidson EA, Moutinho P, Nepstad D. 2004. Nutrient loss and redistribution after forest clearing on a highly weathered soil in Amazônia. *Ecological Applications*, 14, S177-S199.
- Markewitz, D.; Figueiredo, R.O.; Schuler, M.; Davidson, E.A. 2006. Pathways of nutrient flow in an eastern Amazonian watershed. In: Book of Abstracts of the 10th LBA-ECO Science Team Meeting, Brasília. p. 48-49.
- Martinelli, L. A., Piccolo, M. C., Townsend, A. R., Vitousek, P. M., Cuevas, E., McDowell, W., Robertson, G. P., Santos, O. C. and Treseder, K. 1999. Nitrogen stable isotopic composition of leaves and soil: tropical versus temperate forests. *Biogeochemistry*, 46,45-65.
- McClain, M.E., J.E. Richey and T.P. Pimentel. 1994. Groundwater nitrogen dynamics at the terrestrial-lotic interface of a small catchment

- in the Central Amazon Basin. *Biogeochemistry* 27, 113-127.
- McGlynn B. L. and McDonnell, J. J. 2003. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resources Research* 39 (11): 1310, doi:10.1029/2003WR002091.
- Elsenbeer, H. 2001. Terrestrial inputs to Amazon streams and internal biogeochemical processing. In *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, McClain, M. E., Victoria, R. L., and Richey, J. E. (eds). Oxford University Press: NY; 185-208.
- McClain, M. E., E. W. Boyer, C. L. Dent, S. E. Gergel, N. B. Grimm, P. M. Groffman, S. C. Hart, J. W. Harvey, C. A. Johnson, E. Mayorga, W. H. McDowell and G. Pinay. 2003. Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of aquatic and terrestrial ecosystems. *Ecosystems* 6: 301-312.
- McGlynn BL, McDonnell JJ. 2003. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resources Research* 39 (11): 1310, doi:10.1029/2003WR002091.
- McGrath, D. A., C. K. Smith, H. L. Gholz and F. de A. Oliveira. 2001. Effects of land-use change on soil nutrient dynamics in *Amazonia*. *Ecosystems* 4, 625-645.
- Melillo, J. M., P. A. Steudler, B. J. Feigl, C. Neill, D. Garcia, M. C. Piccolo, C. C. Cerri and H. Tian. 2001. Nitrous oxide emissions from forests and pastures of various ages in the Brazilian Amazon. *Journal of Geophysical Research* 106,34,179-34,188.
- Moraes, J. M., Schuler, A., Dunne, T., Figueiredo, R. O. and Victoria, R. L. 2006. Water storage and runoff processes in lithic soils under forest and pasture in eastern Amazon. *Hydrological Processes*, 20(12):2509-2526.
- Neill, C., Piccolo, M. C., Cerri, C. C., Steudler, P. A., Melillo, J. M. and Brito, M. 1997. Net nitrogen mineralization and net nitrification rates in soils following deforestation for pasture across the southwestern Brazilian Amazon Basin landscape. *Oecologia* 110, 243-252.
- Neill, C., M. C. Piccolo, J. M. Melillo, P. A. Steudler and C. C. Cerri (1999), Nitrogen Dynamics in Amazon forest and pasture soils measured by ¹⁵N pool dilution, *Soil Biot. Biochem.*, 31,567-572.
- Neill, C., L. A. Deegan, S. M. Thomas and C. C. Cerri. 2001. Deforestation for pasture alters nitrogen and phosphorus in soil solution and streamwater of small Amazonian watersheds. *Ecological Applications*. 11, 1817-1828.
- Neill, C., M. C. Piccolo, C. C. Cerri, P. A. Steudler and J. M. Melillo. 2006a. Soil solution and nitrogen oxide losses during clearing of lowland Amazon forest for cattle pasture. *Plant and Soil* 281, 233-245.
- Neill, C., L. A. Deegan, S. M. Thomas, C. L. Hauptert, A. V. Krusche, V. M. Ballester and R. L. Victoria. 2006b. Deforestation alters channel hydraulic and biogeochemical characteristics of small lowland Amazonian streams. *Hydrological Processes* 20, 2563-2580.
- Nortcliff, S. and Thornes, J.B., 1978. Water and cation movement in a tropical rainforest environment: 1. Objectives, experimental design and preliminary results. *Acta Amazonica*, 8, 245-258.
- Nortcliff, S. and Thornes, J.B. 1981. Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and its implications for management. Ch. 2.2, in: *Tropical Agricultural Hydrology*. Eds R. Lal and E.W. Russell. John Wiley, New York. pp37-57.
- Nortcliff, S., and Thornes, J.B., 1984. Floodplain response of a small tropical stream. Ch. 5, in *Catchment experiments in fluvial geomorphology*, Eds T.P.Burt and D.E.Walling. pp73-85, Geo Books, Norwich, UK.
- Nortcliff, S., Ross, S.M., and Thornes, J.B., 1990. Soil moisture, runoff and sediment yield from differentially cleared tropical rainforest plots. Ch.25, in *Vegetation and Erosion*, ed J.B.Thornes. John Wiley, Chichester, UK. pp. 419-436.
- Nortcliff, S., J. B. Thomes, and M. J. Waylen (1979), *Tropical forest systems: A hydrological approach*, *Amazoniana*, 6, 557 -568.
- Nortcliff S., S. M. Ross, and J. B. Thornes (1990), Soil moisture, runoff and sediment yield from differentially cleared tropical rainforest plots. Ch. 25, in *Vegetation and Erosion*, edited by J. B. Thomes, pp.419-436, John Wiley, Chichester, U. K.
- Okin, G. S., N. Mahowald, O. A. Chadwick, and P. Artaxo (2004), Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial

- ecosystems, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, G82005, doi10.1029/2003GB002145.
- Piccolo M C, Andreux F and Cerri C C 1994a. Hydrochemistry of soil solution collected with tension-free lysimeters in native and cut-and-burned tropical rain forest in central Amazônia. *Geochim. Brasiliens.* 8:51-63.
- Piccolo, M. C., C. Neill and C. C. Cerri. 1994b. Net nitrogen mineralization and net nitrification along a tropical forest-to-pasture chronosequence. *Plant Soil* 162: 61-70.
- Ranzani G. 1980. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação Experimental de Silvicultura Tropical do INPA. *Acta Amazônica* 10:7-41.
- Roberts, J. M., O. M. R. Cabral, J. P. da Costa, A-L. C. McWilliam, and T. D. A. Sa (1996), An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS, in *Amazon Deforestation and Climate*, edited by J.H. C. Gash et al., pp. 287-306, John Wiley, Chichester, U.K.
- Ross, S.M., Thornes, J.B. and Nortcliff, S., 1990. The Maracá rainforest Project, II. Soil hydrology, nutrient and erosional response to the clearance of terra firme forest, Maracá Island, Roraima, northern Brazil. *The Geographical Journal*, 156:267-282.
- Saunders, T. J., M. E. McClain, and C. A. Llerena (2006), The biogeochemistry of dissolved nitrogen, phosphorus and organic carbon of terrestrial-aquatic flowpaths in a small montane catchment of the Peruvian Amazon, *Hydrol. Processes*, 20, 2549-2562.
- Schuler AE. 2003. Fluxos hidrológicos em microbacias com floresta e pastagem na Amazônia Oriental, Paragominas, Pará. Tese apresentada ao CENA/USP. 119 p.
- Sommer, R., T. D. de A. 56, K. Vielhauer, A. Carioca de Araújo, H. Fölster, and P. L. G. Vlek (2002), Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon, *Agric. For. Meteorol.*, 112, 103-121.
- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot, and P. Källberg(1992), Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus, Ser. 8*, 44, 133-149.
- Thomas, S. M., C. Neill, L. A. Deegan, A. V. Krusche, R. Victoria, and M. V. Ballester (2004), Influences of land use and stream size on particulate and dissolved materials in a small Amazonian stream network, *Biogeochemistry*, 68, 135-151.
- Tomasella, J., and M. G. Hodnett (1996), Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an Oxisol under pasture in central Amazonia, in: *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. H. C. Gash et al., pp. 101-124, John Wiley, Chichester, U. K.
- Tomasella, J., M. G. Hodnett, L. A. Cuartas, A. D. Nobre, M. J. Waterloo, and S. M. Oliveira (2008), The water balance of an Amazonian micro-catchment: The effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour, *Hydrol. Processes*, 22, 2133-2147
- Townsend, A. R., Asner, G. P., Cleveland, C. C., Lefer, M. E. and Bustamante, M. M. C. 2002. Unexpected changes in soil phosphorus dynamics along pasture chronosequences in the humid tropics. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 107(D20), 8067, doi: 10.1029/2001JD000650.
- Trancoso, R. 2006. Mudanças na cobertura da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias hidrográficas da Amazônia. Dissertação apresentada ao PPGBT – INPA/UFAM. 139 p.
- Trumbore, S.E., E.A. Davidson, P.B. de Camargo, D.C. Nepstad and L.A. Martinelli. 1995. Below-ground cycling of carbon in forests and pastures of eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles* 9:515-528.
- Uhl, C. and Jordan, C. F. 1984 Succession and nutrient dynamics following forest cutting and burning in Amazonia. *Ecology* 65: 1476-1490.
- Verchot, L. V., E. A. Davidson, J. H. Cattânio, I. L. Ackerman, H. E. Erickson and M. Keller. 1999. Land-use change and biogeochemical controls of nitrogen oxide emissions from soils in eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 31-46.
- Vitousek P M 1984 Litterfall, nutrient cycling and nutrient limitation in tropical forests. *Ecology* 65, 285-298.
- Waterloo MJ, Oliveira SM, Drucker DP, Nobre A.D, Cuartas LA, Hodnett MG, Langedijk I, Jans WWP, Tomasella J, Araújo AC, Pimentel TP, Estrada JCM. 2006. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hydrological Processes* 20, 2581-2597.
- Wickel, A. J., N. C. van de Giesen, and T. D. A. 56 (2008), Storm-flow generation in two

headwater catchments in eastern Amazonia, Brazil, *Hydrol. Processes*, 22, 3285-3293.

- Wickel, B. 2004. Water and nutrient budgets dynamics of a humid tropical agricultural watershed in Eastern Amazonia. 2004. 120 p. *Ecology and Development Series*, 21, Göttingen, Cuvillier, 122p.
- Williams MR, Fisher TR, Melack JM. 1997. Solute dynamics in soil water and groundwater in a central Amazon catchment undergoing deforestation, *Biogeochemistry*, 38, 303-335.
- Williams, M. R. and J. M. Melack. 1997. Solute export from forested and partially deforested catchments in the central Amazon, *Biogeochemistry*, 38, 67-102.
- Zhang, L. W. R. Dawes, and G. R. Walker (2001), Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale, *Water Resour. Res.*, 37(3),701-708.
- Zimmermann B, Elsenbeer H, Moraes JM. 2006. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties for runoff generation, *Forest Ecology and Management*, 222, 29-38.

Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Ricardo Figueiredo

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

-
- R. Figueiredo, Embrapa Amazônia Oriental, Trav. Dr. Eneas Pinheiro s/no, Belém, PA 66095-100, Brasil.
- C. Neill, Marine Biological Laboratory, The Ecosystems Center, 7 MBL Street, Woods Hole, MA 02543, USA.
- A. D. Nobre, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Escritório Regional, Avenida dos Astronautas, 1758, São José dos Campos, SP 12227-010, Brasil.
- J. Tomasella, Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, INPE, Rod. Presidente Dutra km 39, Cachoeira Paulista, SP 12630-00, Brasil. (javier.tomasella@cptec.inpe.br).

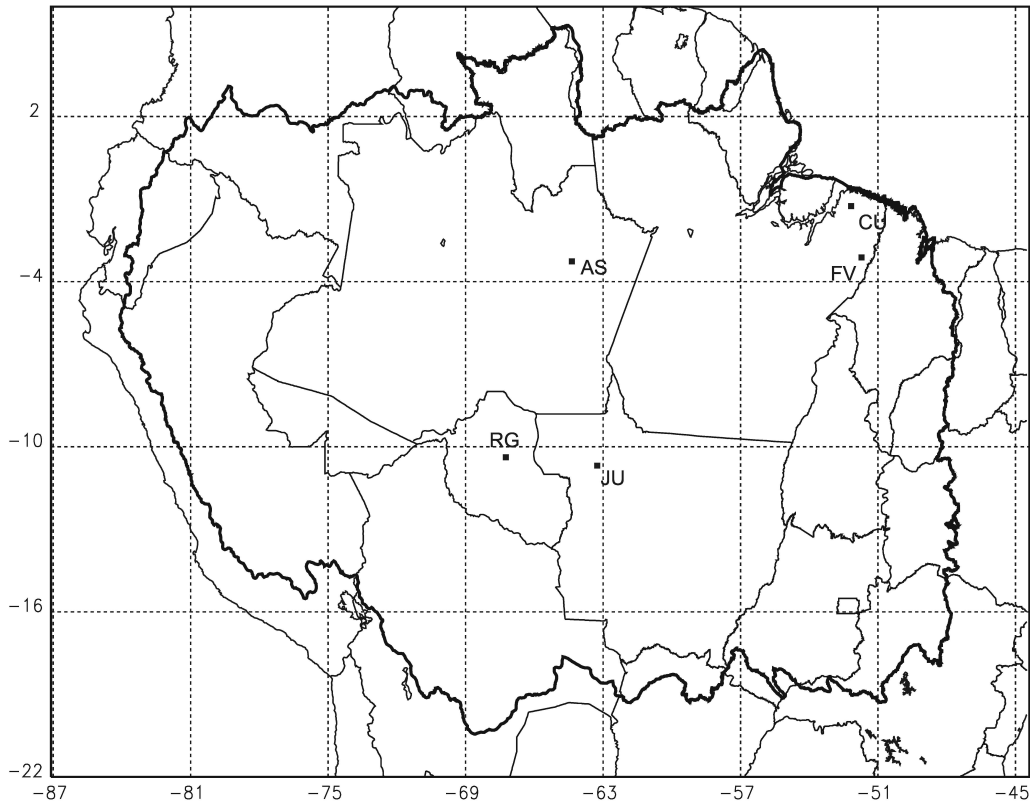


Figure 1

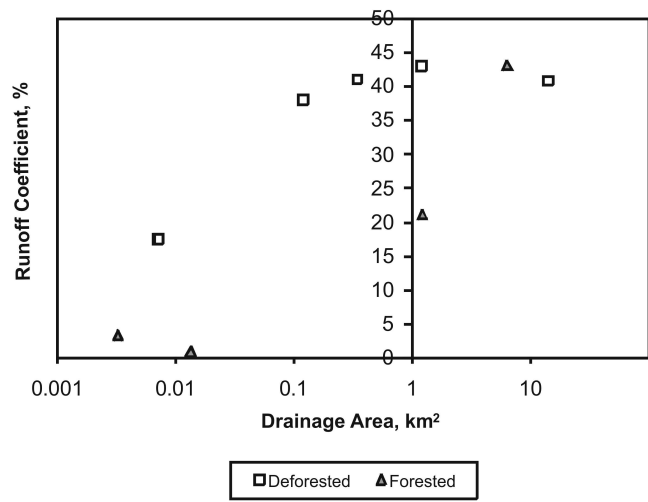


Figure 2

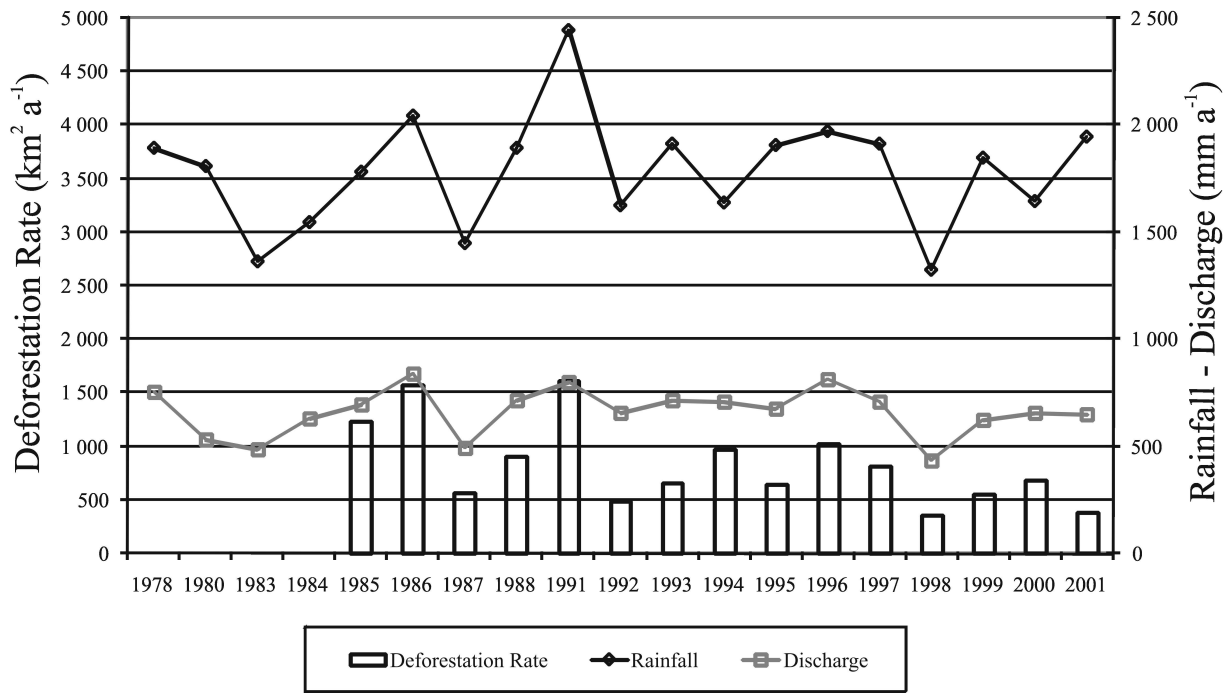


Figure 3

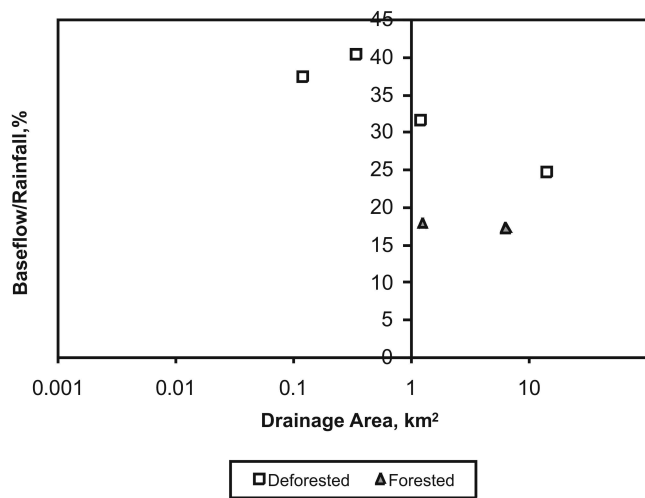


Figure 4