

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

MODELO DE RASTREAMENTO HIDROLÓGICO:  
UM ESTUDO DAS ÁGUAS DA BACIA AMAZÔNICA

Mino Viana Sorribas

Orientador: Prof. Walter Collischonn

Co-Orientador: Prof. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

**Banca Examinadora:**

Dr. Conrado Rudorff, CEMADEN

Prof. Dr. David M. L. da Motta Marques, IPH/UFRGS

Prof. Dr. Joel Avruch Goldenfum, IPH/UFRGS

Prof. Dr. Carlos Ruberto Fragoso Jr, UFAL

Novembro, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

MODELO DE RASTREAMENTO HIDROLÓGICO:  
UM ESTUDO DAS ÁGUAS DA BACIA AMAZÔNICA

Mino Viana Sorribas

Orientador: Prof. Walter Collischonn

Co-Orientador: Prof. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

Manuscrito da tese de doutoramento submetido ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental

**Banca Examinadora:**

Dr. Conrado Rudorff, CEMADEN

Prof. Dr. David M. L. da Motta Marques, IPH/UFRGS

Prof. Dr. Joel Avruch Goldenfum, IPH/UFRGS

Prof. Dr. Carlos Ruberto Fragoso Jr, UFAL

Novembro, 2016

## Conteúdo

LISTA DE FIGURAS.....	3
RESUMO.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	7
1.1 Contexto e Relevância.....	7
1.2 Objetivos .....	11
1.3 Escopo do trabalho.....	12
2. Fundamentos.....	13
2.1 Bacia Amazônica .....	13
2.1.1 Hidrografia.....	13
2.1.2 Precipitação e Climatologia .....	13
2.1.3 Relevo.....	15
2.1.4 Classificação das Águas da Amazônia .....	16
2.1.5 Planícies de Inundação Representativas da Bacia Amazônica.....	17
2.1.6 Áreas inundáveis .....	20
2.2 Modelagem Hidrológica de Grande Escala .....	22
2.3 Escalas de Tempo na Avaliação do Fluxo de Massa .....	25
2.3.1 Reservatórios, Lagos e Estuários .....	25
2.3.2 Bacias Hidrográficas .....	27
2.3.3 Métodos computacionais .....	31
2.4 Abordagens Euleriana e Lagrangiana .....	34
3 METODOLOGIA.....	36
3.1 Modelo Hidrológico de Grandes Bacias - MGB-IPH .....	37
3.1.1 Discretização Espacial e Unidades de Resposta Hidrológica .....	38
3.1.2 Modelo Hidrológico .....	38
3.1.4 Modelo Hidrodinâmico.....	39
3.2 Aplicação do MGB-IPH na Bacia Amazônica .....	41

3.3 Desenvolvimento do Modelo Hidrológico de Rastreamento.....	43
3.3.1 Apresentação.....	43
3.3.2 Descrição do Modelo Conceitual .....	44
3.3.3 Construção do Modelo Probabilístico .....	45
3.3.4 Acoplamento com MGB-IPH e na Bacia Amazônica .....	48
3.4 Avaliação do Modelo de Rastreamento Hidrológico .....	50
3.4.1 Simulação hidrodinâmica .....	50
3.4.2 Simulação com Modelo de Rastreamento.....	53
4. ARTIGO: HYDROLOGICAL PARTICLE-TRACKING OF THE AMAZON .....	59
5. LIMITAÇÕES .....	104
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	105
REFERÊNCIAS.....	107

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. (a) Delimitação e MDE da Bacia Amazônica (b) Área inundada média (Papa et al. 2010) e (c) Mapa litológico (Durr et al. 2005) (fonte: Paiva et al. 2012).....	15
Figura 2. Localização de seis regiões características da planície de inundação central da Amazônia (fonte: Alsdorf et al. 2010) .....	16
Figura 3. Encontro das águas do rio Negro e rio Solimões (fonte: Google Earth) .....	17
Figura 4. Planície de Inundação da Lago Grande do Curuai (fonte: Bourgoin et al. 2007) .....	19
Figura 5. Áreas inundáveis da bacia Amazônica (fonte: Melack & Hess, 2010). .....	21
Figura 6. Variação média mensal da área inundada em quatro planícies de inundação (Adaptado de Hamilton et al. 2002). Linha contínua é área inundada; linha tracejada é precipitação. ....	21
Figura 7. Rede complexa de canais e lagos interconectados na planície de inundação (fonte: Trigg et al. 2012) .....	23
Figura 8. Escoamento bidimensional na planície de inundação (fonte: Alsdorf, 2007b).....	23
Figura 9. Exemplo das relações entre tempo de viagem e idade da água.....	28
Figura 10. Distribuição do (1) Fluxo de Idade, (2) Idade da Água Residente e (3) Tempo de Viagem (adaptado de Hrachowitz et al. 2013) .....	29
Figura 11. Esquema do campo de escoamento Euleriano e a trajetória Lagrangiana em um canal .....	34
Figura 12. Esquema para integração de um modelo de rastreamento de água em bacias hidrográficas.....	36
Figura 13. Descrição Geral do Modelo Hidrológico de Grandes bacias (fonte: Paiva, 2013).....	37
Figura 14. Esquema de combinação de mapa de cobertura e mapa de solo para definição de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) (fonte: Paiva, 2013) .....	38
Figura 15. Discretização espacial da bacia (esquerda) e trechos com propagação por Muskingum-Cunge ou Hidrodinâmica (direita) da bacia Amazônica no MGB-IPH (fonte: Paiva, 2013a) .....	42
Figura 16. Variação do percentual de água superficial, no solo e subterrâneo (esquerda) e série temporal do total armazenado por compartimentos (direita) simulados no MGB-IPH (fonte: Paiva, 2013a).....	42
Figura 17. Representação da probabilidade da partícula (parcela de água) sair do trecho de canal .....	45

Figura 18. Representação da probabilidade da partícula (parcela de água) sair da planície de inundação .....	45
Figura 19. Volume de controle e vazões no modelo probabilístico .....	46
Figura 20. Representação de parcelas de água no volume de controle .....	46
Figura 21. Seção transversal do canal hipotético .....	51
Figura 22. Representação Esquemática Longitudinal do Canal Hipotético .....	51
Figura 23. Hidrograma afluente (condição de contorno) e hidrograma simulado na seção de jusante para o canal sintético com planície de inundação .....	52
Figura 24. Erro numérico da solução hidrodinâmica em canal sintético .....	52
Figura 25. Hidrogramas simulados pelo modelo lagrangiano (azul) e euleriano (linha preta sólida).....	53
Figura 26. Evolução temporal da distribuição do conteúdo de idade (esquerda) e quantidade de parcelas de água armazenados (a direita), em diferentes momentos da simulação: condição inicial, início da onda de cheia, meio da onda de cheia, fim da onda de cheia, fim .....	55
Figura 27. Frequência relativa do tempo de viagem total das parcelas de água que passaram pelo exutório no cenário 1 (canal sem planície, em preto) e cenário 2 (canal com planície, em azul); e o tempo percorrido dentro das planícies(cenário 2, em vermelho) .....	56
Figura 28. Frequência acumulada do tempo de viagem total das parcelas de água que passaram pelo exutório no cenário 1 (canal sem planície, em preto) e cenário 2 (canal com planície, em azul); e o tempo percorrido dentro das planícies (cenário 2, em vermelho).....	57
Figura 29. Evolução temporal do tempo de retenção hidráulica para um canal sem planície de inundação (esquerda) e com planície de inundação (a direita) .....	58
Figure 1. Graphical representation of (a) eulerian storage and fluxes, (b) water packet storage and fluxes, and (c) effect of water-packet size .....	65
Figure 2. Representation of a complex watershed domain in computational grid.....	66
Figure 3. Overview of the Hydrological Tracking Model (HTM) Algorithm .....	68
Figure 4. The Amazon River basin: sub-basins of main tributaries and lithological characteristics upstream of Óbidos location .....	70
Figure 5. Conceptual model for water packet movement in (a) main-channel and (b) floodplains for coupling with MGB-IPH structure .....	72

Figure 6. Examples of the water-parcel tracking obtained from HTM+MGB-IPH model for the Amazon Basin (i) by origin location (red: upper solimões; blue: upper negro river; green: upper Madeira) and (b) the time spent in floodplains units. ....	75
Figure 7. Validation of the water storage modeled by HTM (blue dots) compared to the MGB-IPH (black line): simulated water storage variability (top) and relative difference between the models (red line, bottom).....	77
Figure 8. Validation of the discharge (24h, mov. avg.) modeled by the HTM (blue dots) compared to the MGB-IPH (black line): simulated basin discharges (top) and relative difference between the models (red line, bottom) .....	78
Figure 9. Monthly modeled discharge of the Amazon basin (top left), the net flow exchange between main channel and floodplains in the basin (bottom left) and the ratio between the total net exchange and the basin discharge (right, positive values indicates fluxes from river to floodplain) .....	80
Figure 10. Cumulative Density Function of the in-stream Travel Time at the basin outlet. ....	81
Figure 11. Spatial distributions of in stream Travel Time from each catchment to the basin outlet .....	83
Figure 12. Temporal variation of the age flux at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom) .....	84
Figure 13. Temporal variation of seasonal input proportions of the water flux at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom). ....	85
Figure 14. Temporal variation of water exchanged with floodplains (blue: river flow only; red: exchanged with FP) at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom) .....	86
Figure 15. Simulated composition (by parent rivers) of water fluxes at Óbidos. (a) time series of water composition (%) for the 1998-2009 simulation period; (b) simulated daily discharge at Óbidos during the year of 1998; (c) daily water composition (%) during the year of 1998.....	89
Figure 16. Phase diagram of simulated composition of water fluxes (%) and discharge at Óbidos, by Parent River. Colored markers indicate the seasons DJF (blue), MAM (black), JJA (red) and SON (green) for the year of 2008. ....	90

## RESUMO

O tempo que a água fica retida nos rios e planícies de inundação afeta diretamente os processos biogeoquímicos e ecológicos relacionados com os ciclos hidrológicos. Apesar de existirem métodos simplificados e sofisticados para estimar o tempo de viagem e o tempo de residência, a análise de grandes sistemas hidrológicos (e.g. maior do que  $10^4$  km<sup>2</sup>) e de sua variabilidade no tempo e no espaço ainda é um desafio. Neste trabalho foi desenvolvido um modelo numérico de rastreamento de águas, numa abordagem probabilística, capaz de fornecer informações associadas à origem, trajetória e dinâmica das escalas de tempo de renovação de água superficial, com enfoque em bacia hidrográficas. Experimentos numéricos foram utilizados para estudar a dinâmica do escoamento de água na bacia Amazônica, com ênfase nas interações e trocas de água entre rio e planícies de inundação. Devido à importância e magnitude dessa bacia, a presença de grandes áreas inundáveis (17% da bacia) e águas de características distintas associadas a sua origem (i.e. águas brancas, claras e negras), a bacia Amazônica configura um estudo de caso interessante para simulações baseadas em rastreamento. Os resultados demonstraram que a planície de inundação tem um efeito de armazenamento importante para a dinâmica da bacia. As simulações sugerem que: (i) o tempo de viagem da água no canal principal, em sua maioria, é menor do que 70 dias; (ii) cerca de 20% das águas da bacia passam pela planície de inundação; (iii) a vazão de troca entre rio e planície de inundação pode chegar a ordem de  $10^5$  m<sup>3</sup>/s, para a bacia inteira; (iv) se as planícies de inundação atuam como áreas de armazenamento durante a cheia, elas podem acarretar um aumento substancial no tempo de viagem das águas (i.e. maior do que 200 dias); (v) e, nesse caso, águas retidas na planície de inundação podem representar uma grande parcela do escoamento da bacia durante o período de águas baixas. Por fim, outros aspectos sobre a variabilidade espacial e temporal do tempo de viagem das águas superficiais e da composição da água, em relação a sua origem, foram estudados.

**Abstract.** *The time that water is retained in rivers and floodplains directly affects the biogeochemical and ecological processes associated to the hydrological cycles. Although there are both simplified and sophisticated methods to estimate travel time and residence time, the analysis of large hydrological systems (e.g. larger than  $10^4$  km<sup>2</sup>) and their variability in time and space is still a challenge. In this work, we developed a numerical model for water-packet tracking, with a probabilistic approach, capable to provide information associated to the origin, trajectory and dynamics of the surface water renewal time scales, focusing application to watersheds. Numerical experiments were used to study the dynamics of water flow in the Amazon basin, with emphasis on interaction and water exchanges between river and floodplains. Due to the importance and magnitude of this basin, the presence of large floodable areas (17% of the basin) and waters of distinct characteristics associated with its origin (e.g. white waters, clear waters and black waters), the Amazon basin constitutes an interesting case study for simulations Based on tracking. The results showed that the floodplain has an important storage effect for the dynamics of the basin. The simulations suggest that: (i) the travel time of the water in the main channel is less than 70 days; (ii) about 20% of the waters of the basin pass through the floodplain; (iii) the flow between river and floodplain can reach the order of  $10^5$  m<sup>3</sup>/s at basin scale; (iv) if the floodplains act as storage areas during the flooding period, they could increase substantially the travel time of the basin waters (i.e. larger than 200 days); (v) also, in this case, water retained in the floodplains could represent a large portion of the river discharges during the low water period. In addition, other aspects on the spatial and temporal variability of the travel time and composition of surface waters were also explored.*



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Contexto e Relevância

A bacia do rio Amazonas é a maior do mundo, com uma área de drenagem de aproximadamente  $6 \times 10^6 \text{ km}^2$  e vazão média anual da ordem de  $2 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ . O deságue desse volume de água no Oceano Atlântico representa uma contribuição estimada em 17% do aporte global da água continental nos oceanos (Callède et al., 2010). Além disso, os dois principais afluentes, o rio Negro e rio Madeira, são também o quinto e o sexto maiores do mundo em vazão (Meade et al., 1991). Uma das principais características de rios de grande porte é que os mesmos tendem a apresentar hidrogramas bem definidos. Isso ocorre, pois a variabilidade dos processos hidrológicos de pequena escala é integrada nas grandes áreas de drenagem. Em regiões tropicais a sazonalidade da precipitação costuma apresentar um ciclo anual monomodal, com definição de estação seca e úmida. No caso da Amazônia central, por exemplo, muitos dos rios estão localizados em zonas de baixa declividade adjacentes a extensas áreas de inundação que exercem um papel importante no funcionamento do sistema. Do ponto de vista hidráulico, as planícies de inundação atuam como reservatórios naturais que armazenam a água e atenuam a propagação das cheias anuais (Paiva et al. 2013a; Yamazaki et al. 2011). O escoamento de água na planície de inundação apresenta alta complexidade com a presença de grandes lagoas interconectadas (Bonnet et al. 2008), fluxo bidimensional (Alsdorf et al. 2007b) e diferentes controles locais de escoamento que dependem da geomorfologia, vegetação e caminho hidrológico (Mertes et al., 1995; Trigg et al. 2012; Rudorff et al. 2014a).

Em bacias hidrográficas onde a dinâmica de enchente é sazonal e lenta (e.g. semanas/meses), o processo de inundação possui uma importância marcante na ecologia das áreas afetadas. A lenta elevação do nível de água ao longo do ciclo de cheia e a extensão das planícies de inundação permitem o desenvolvimento de habitats diversos. Por exemplo, o mapeamento da bacia Amazônica indica que 14% de uma área total de  $5822000 \text{ km}^2$  da é inundável, sendo que 78% representam áreas com vegetação adaptadas (Hess et al. 2003; Melack & Hess, 2010). Ao receber diferentes tipos de nutrientes a partir do canal principal, as planícies tendem a estabelecer seus próprios ciclos biogeoquímicos, pois os organismos e condições ambientais são bastante diferentes daqueles do canal principal (Junk et al. 1989). A composição química e dos nutrientes nos lagos e planícies está associada a origens das águas (e.g. bacia local ou canal principal) (Forsberg et al. 1988) e influencia, junto com a inundação, na distribuição de espécies de árvores e macrófitas (Silva et al. 2005; Rodrigues, 2007). Durante o período de residência nas planícies de inundação, as substâncias ficam sujeitas a diversos

processos de modificação de natureza biótica e reações de sorção e oxidação-redução (Melack et al. 2004; Seyler & Boaventura, 2003). Elevadas emissões de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e metano (CH<sub>4</sub>) em termos globais também estão associados às trocas de água entre rio e planície de inundação (Richey et al. 2002, 2009; Melack et al. 2004; Melack et al. 2009), sendo os fluxos dependentes da área superficial, níveis e velocidades da água (Abril et al. 2014). Pode-se entender, portanto, que as planícies de inundação possuem papel importante na ciclagem de nutrientes, emissão de dióxido de carbono e metano para atmosfera, bem como na manutenção de ecossistemas de alta diversidade (Junk et al. 1997; Melack et al. 2009). Além dos aspectos já mencionados, as áreas inundáveis influenciam também no fluxo de sedimentos e metais dos sistemas continentais para o oceano (Dunne et al. 1998; Meade et al. 1985; Melack & Forsberg, 2001; Seyler & Boaventura, 2003; Viers et al. 2005).

As águas da bacia Amazônica têm sido classificadas, historicamente, de acordo com sua cor, composição química (pH, transparência, condutividade, matéria orgânica, material em suspensão) e aspectos ecológicos (e.g. Sioli, 1964; Junk et al. 2011). Devido às características geológicas e geomorfológicas distintas de cada sub-bacia, seu comportamento hidrológico, e a mistura das águas, a classificação em três classes (i.e. águas brancas, negras e claras) tem sido discutida. Parâmetros adicionais como a distribuição de metais alcalinos e alcalino-terrosos e ânions principais (e.g. bicarbonatos e cloretos) foram propostos para representar a heterogeneidade das águas (Rios-Villamizar et al. 2014). As planícies centrais da porção baixa da bacia apresentam uma enorme quantidade de lagos de planícies inundáveis que agregam uma mistura de água oriundas de rios a montante e da drenagem local (Forsberg et al. 1988; Richey et al. 1989; Mertes et al. 1994). Dessa forma, a composição da água desses lagos está associada às fases do ciclo anual de cheia e da dinâmica do aporte da água característico de cada tributário que, por fim, influencia o ciclo biogeoquímico da bacia (Melack & Forsberg, 2001; Tardy et al. 2005; Cullmann et al. 2006).

Apesar da existência de estudos que destacam a importância do fluxo de água entre canal e planície de inundação, pouco se sabe em termos quantitativos. Por exemplo, Richey et al. (1989) estimaram que cerca de 30% da água no canal principal deriva diretamente de água armazenada na planície ou de fontes locais que passam pela planície. Enquanto isso, em estudo mais recente, Alsdorf (2003, et al. 2010) estimou que aproximadamente 10% das águas que escoam na bacia passam pela planície de inundação, além de quantificar que a quantidade de água que entra/sai das planícies representa 5% da vazão total anual. Essas estimativas foram realizadas utilizando balanço hídrico em diferentes abordagens, sendo que o primeiro utiliza um método de propagação de escoamento simplificado (e.g. Muskingum-Cunge), enquanto o segundo considera múltiplas observações de sensoriamento remoto (gravimetria, imagens de extensão de área inundada, etc.). Nessa mesma linha, estudos detalhados da hidrologia e do

processo de inundação no Lago Calado (Lesack & Melack, 1995) e no Lago Grande do Curuai (Bourgoin et al. 2007; Bonnet et al. 2008) apontaram que a contribuição de água do rio principal para a planície foi de 21% e 77%, respectivamente. No Lago Calado a maior contribuição teve origem na bacia hidrográfica local (57%), tal que as diferenças entre os dois sistemas podem ser explicadas, em parte, pela razão de área de drenagem local pela área da planície (Calado: CA/FA = 7; Curuai = CA/FA = 2). Os estudos de Ruddorf et al. (2014a, 2014b) com aplicação de modelagem bidimensional com o LISFLOOD-2D permitiu uma melhor compreensão dos mecanismos de controle de escoamento e caminhos hidrológicos no Lago Grande do Curuai. No contexto de balanço de água entre rio e planície, foi demonstrado que os fluxos entre rio e planície representaram, na média anual, 0.75% da vazão no rio Amazonas em Óbidos, mas 82% do aporte hidrológico para a planície.

O estudo da composição química dos principais tributários da bacia Amazônica permitiu discriminar origens litológicas da carga dissolvida na bacia (Stallard & Edmond 1983, 1987; Mortatti & Probst 2003; Moquet et al. 2011; Tardy et al. 2005; Bustillo et al. 2010, 2011). Estudos sobre a variabilidade espacial e temporal do material dissolvido nas águas da Amazônia demonstram que as mesmas são cálcico-bicarbonatadas ( $\text{HCO}_3$ , Si e Ca) e que os fluxos de TDS (total dissolved solids) são controlados principalmente pela variabilidade nas vazões (Sanchez et al. 2015; Moquet et al. 2016). O fluxo anual de TDS (2003-2012) da bacia Amazônica para o oceano ( $272 \times 10^6$  ton/ano) representa aproximadamente 7% da exportação terrestre global, e 25-31% da carga total de sólidos da bacia (Moquet et al. 2016). Na Amazônia, o uso de elementos traço, tais como estrôncio (Sr), vanádio (V), manganês (Mn), entre outros, associados ao transporte de sólidos, também ajudam a explicar a variabilidade da composição das águas e espécies vegetais ao longo da bacia (Seyler & Boaventura, 2003; Viers et al. 2005). O tempo de viagem em bacias hidrográficas pode ser estimado por meio de traçadores ambientais, por exemplo, isótopos baseados na molécula de água como o oxigênio-18 ( $^{18}\text{O}$ ), deutério ( $^2\text{H}$ ) e trítio ( $^3\text{H}$ ), no entanto, a utilidade de cada um depende de fatores localizados, tais como a variabilidade no tempo e espaço das fontes de água (e.g. precipitação), a frequência de amostragem, a fração total do volume acessado pelo traçador e a parte do hidrograma amostrado (Solomon et al. 1998; Cook & Bohlke, 2000; McGuire & McDonnell, 2006; Stewart et al. 2007; Kendall & Caldwell, 1998). O tempo de viagem do escoamento nos principais rios da bacia Amazônica foi estimado entre 20 e 60 dias (i.e. meia vida do escoamento superficial e subterrâneo) utilizando isótopos estáveis na água (Mortatti et al. 1997; Tardy et al. 2005; Bustillo et al. 2011), uma estimativa coerente com a duração do ciclo anual de chuvas e escoamento na bacia.

É possível entender que a troca de água entre a calha principal do rio e os sistemas aquáticos na planície de inundação, bem como sua composição e mistura das águas, é um

processo dinâmico de alta complexidade e que possui influência direta no fluxo de massa, no funcionamento e nos ciclos biogeoquímicos dos ecossistemas sujeitos ao pulso de enchente e inundação. Sobretudo, há um grande interesse na compreensão do funcionamento hidráulico da Amazônia, pois essa constitui uma componente significativa do balanço de água terrestre em escala global e fornece subsídios para a compreensão de outros processos físicos (e.g. sedimentos e de carbono). Os estudos já realizados apresentam, na maioria dos casos, uma investigação sobre o funcionamento dinâmico do sistema e a estimativa da magnitude dos componentes do balanço hídrico (e.g. volume armazenados e fluxos) entre rio e planície de inundação.

Nos últimos anos, existiu uma evolução e utilização de técnicas e ferramentas computacionais para avaliação de processos hidrológicos - ao menos em parte - devido às limitações na capacidade de aquisição de observações *in situ* em grandes áreas como a bacia Amazônica. Nesse contexto, os modelos hidrológicos de grande escala têm sido utilizados para dar suporte a compreensão e quantificação de diferentes processos hidrológicos que ocorrem nas bacias hidrográficas. Na bacia Amazônica, modelos hidrológicos e hidráulicos foram utilizados na caracterização da onda de cheia e efeitos de remanso, na estimativa as componentes do balanço hídrico (e.g. evapotranspiração, armazenamento e fluxos de água no solo e águas subterrâneas) e também no estudo do funcionamento hidrodinâmico de rios e planícies de inundação (Meade, 1991; Wilson et al. 2007; Coe et al. 2008; Beighley et al., 2009; Kosuth et al. 2009; Trigg et al., 2009; 2013; Paiva et al. 2009; 2011; 2013a; 2013b; Neal et al. 2012; Yamazaki et al. 2011; Rudorff et al. 2014a; Rudorff et al. 2014b). A modelagem hidrológica-hidrodinâmica de grande escala utiliza informações de diferentes disciplinas das ciências da terra e é capaz de fornecer subsídios quantitativos (e.g. níveis de água, vazões, áreas inundadas, etc.) e qualitativos (i.e. padrões espaciais e temporais) para complementares investigações sobre o funcionamento do sistema.

Diferentes modelos numéricos têm sido utilizados para estimar os tempos de viagem, residência e/ou idade da água em estudos localizados. Os métodos de rastreamento de partículas (i.e. particle-tracking) são baseados no acompanhamento das trajetórias de parcelas de água virtuais em campos de velocidade de escoamento obtidos por soluções hidrodinâmicas. Essas técnicas são conhecidas e usualmente aplicadas a estuários e oceanos (Delhez et al. 1999; Shen & Haas, 2004; Cucco & Umgiesser, 2006; Sheldon & Aber, 2006; de Brauwere, 2011; Wan et al. 2013), águas subterrâneas (De Rooij et al. 2013; Engdahl & Maxwell, 2014; Dagan & Nguyen, 1989; Dagan et al. 1992; Varni & Carrera 1998), lagos (Monsen et al. 2002) and pequenas bacias (Rinaldo & Marani et al. 1987; McGuire & McDonell, 2006; McDonnell et al. 2010; Hrachowitz et al. 2013). Na perspectiva de bacia hidrográfica, é comum a estimativa do tempo de viagem por meio de equações empíricas (Maidment, 1989; Worrall et al. 2014), apesar

de que a modelagem por rastreamento (i.e. lagrangiana) de parcelas de água foi aplicada recentemente para simular o escoamento subsuperficial e o transporte de solutos, no entanto, limitada a pequenas bacias (Davies et al. 2013).

## 1.2 Objetivos

Dentro desse contexto geral, esta pesquisa tem como principal objetivo apresentar modelo computacional que pode ser utilizado para fornecer dados quali-quantitativos sobre a origem, trajetória, destino e tempo de deslocamento das águas em grandes bacias hidrográficas.

Por meio de experimentos computacionais, busca-se responder questões científicas tais como:

- É possível desenvolver um modelo de rastreamento hidrológico capaz de reproduzir os armazenamentos e fluxos de um modelo hidrológico euleriano?
- Qual é a quantidade de água que escoam pelos rios e áreas inundáveis na bacia Amazônica?
- Qual é o tempo de residência e/ou de viagem da água nos canais principais, planícies de inundação, e como varia no tempo?
- Qual a origem e caminhos percorridos pelas águas das bacias que escoam pela bacia Amazônica?

Esta tese é baseada na hipótese de que é possível obter estimativas quali-quantitativas como uma resposta às questões apresentadas anteriormente, a partir do desenvolvimento e aplicação de um método computacional, adaptável a uma estrutura de modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grande escala.

Este estudo é dedicado principalmente à investigação do tempo de renovação e/ou viagem de águas superficiais na bacia Amazônica, considerando também o papel das planícies de inundação. Embora este projeto seja focado no desenvolvimento e sua aplicação na bacia Amazônica, o conceito de modelagem computacional e bases técnicas desenvolvidas podem ser utilizados em aplicações em outras bacias hidrográficas e fornecendo subsídios para locais onde o monitoramento é limitado.

### **1.3 Escopo do trabalho**

Este trabalho é descrito em cinco capítulos, começando nessa introdução.

O segundo capítulo contém os fundamentos relevantes para a compreensão do trabalho e metodologia. Dentre os tópicos, temos uma apresentação da bacia Amazônica e da modelagem hidrológica de grande escala, seguidos pela descrição de conceitos de escala de tempo na caracterização e avaliação de fluxos de massa. O capítulo encerra com a descrição de aspectos do enfoque lagrangiano (e.g. rastreamento de parcelas de água ou de partículas) do escoamento.

O terceiro capítulo contém a metodologia proposta nesse trabalho. Inicia-se pela apresentação do modelo hidrológico-hidrodinâmico MGB-IPH e resultados da sua aplicação na bacia Amazônica. A seguir é apresentado o modelo de rastreamento hidrológico (i.e. de parcelas de água) e sua adaptação para bacias hidrográficas com planície de inundação, desenvolvido nesse trabalho. Ao final desse capítulo, uma análise preliminar resultante da aplicação da modelagem lagrangiana do escoamento, considerando um caso hipotético em canal com planície de inundação é apresentado.

No quarto capítulo, apresenta-se o desenvolvimento do modelo lagrangiano e aplicação na bacia amazônica, com análises demonstrando a validação do modelo, e seu uso para estudo de questões científicas acerca de processos hidrológicos da bacia Amazônica como tempos de residências das águas nos rios e planícies de inundação, fontes de água, entre outras.

No quinto capítulo são apresentadas as considerações finais sobre o trabalho desenvolvido.

## **2. Fundamentos**

Este capítulo contém os fundamentos necessários para compreensão e desenvolvimento do estudo. Inicialmente é apresentada uma descrição geral da bacia Amazônica, o objeto de estudo. A seguir, uma seção é dedicada à modelagem de grande escala, com ênfase nos trabalhos realizados na bacia Amazônica. Considerando o estudo do tempo de viagem e residência das águas, a terceira parte desse capítulo descreve conceitos associados aos parâmetros de escala de tempo utilizados na avaliação de fluxo de massa. Por fim, o capítulo encerra com uma descrição da abordagem lagrangiana na representação de escoamentos.

### **2.1 Bacia Amazônica**

#### **2.1.1 Hidrografia**

A bacia Amazônica apresenta uma área de drenagem de cerca de 6 milhões de km<sup>2</sup> e o principal curso de água percorre aproximadamente 6750 km sentido oeste-leste desde suas nascentes em território peruano, na cordilheira dos Andes, até desaguar no oceano Atlântico. A bacia abrange os territórios do Brasil (63%), Peru (16%), Colômbia (6%), Bolívia (12%), Equador (2%), Venezuela (0,7%), Guianas, Guiana Francesa e Suriname (0,2%). A maior parte da bacia se encontra no Brasil, abrangendo os estados do Acre, Amazonas, Roraima, Rondônia, Mato Grosso, Pará e Amapá. O curso principal é denominado rio Solimões desde a fronteira do Brasil até a confluência com o rio Negro, tendo nesse ponto uma área de drenagem que representa cerca de 36% da bacia inteira. Desse ponto em diante o rio é denominado, de fato, rio Amazonas. Os principais afluentes em território brasileiro são os rios Içá, Japurá, Negro e Trombetas pela margem esquerda (ao norte) e os rios Jutaí, Juruá, Purus, Madeira, Tapajós e Xingu pela margem direita (ao sul) (Figura 1).

#### **2.1.2 Precipitação e Climatologia**

A área de drenagem da bacia está localizada na região tropical, sendo o rio principal localizado somente alguns graus ao sul da linha do Equador. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, ou ITCZ, Intertropical Convergence Zone) se movimenta entre o norte e sul da bacia Amazônica ao longo do ano, o que contribui para uma alta variabilidade na precipitação, entre 500 e 7000 mm/ano (Villar et al. 2009a, 2009b). Maiores detalhes sobre a

variabilidade espaço-temporal da precipitação na bacia Amazônica podem ser encontrados nos estudos de Marengo (2005) e Villar et al. (2009a, 2009b), porém segue abaixo algumas características marcantes:

- a região andina apresenta valores muito altos e muito baixos de precipitação, entre 250 mm/ano e 6000 mm/ano, sendo que a variabilidade espacial decorre da altitude (e.g. redução com a mesma) e vento (e.g. menos chuva a barlavento).
- as regiões na planície e as regiões a nordeste e noroeste apresentam a maior quantidade de chuva, com valores acima de 3000mm/ano;
- o regime de chuvas evidencia forte oposição entre os trópicos norte e sul devido a alternância do aquecimento de cada hemisfério, com estações secas de junho a agosto no hemisfério sul, e de janeiro a março ao norte do equador;
- próximo ao delta do Amazonas as precipitações máximas de março-abril-maio (MAM), e mínimas de setembro-outubro-novembro(SON) estão associadas à migração da ITCZ;
- a precipitação máxima na parte sul da bacia ocorre cerca de dois meses antes do que a precipitação máxima na parte central;
- a principal variabilidade das estações chuvosas ocorre em escalas decadal e interanual;
- a variabilidade interanual da chuva depende particularmente da ENSO (El Niño-Southern Oscillation). Em particular, observações de chuva são registradas abaixo e acima da média, respectivamente, em eventos El Niño e La Niña;
- a precipitação média na bacia apresentou uma redução estimada em -0,32% ao ano para o período entre 1975-2003, com uma influência forte do ano de 1982;



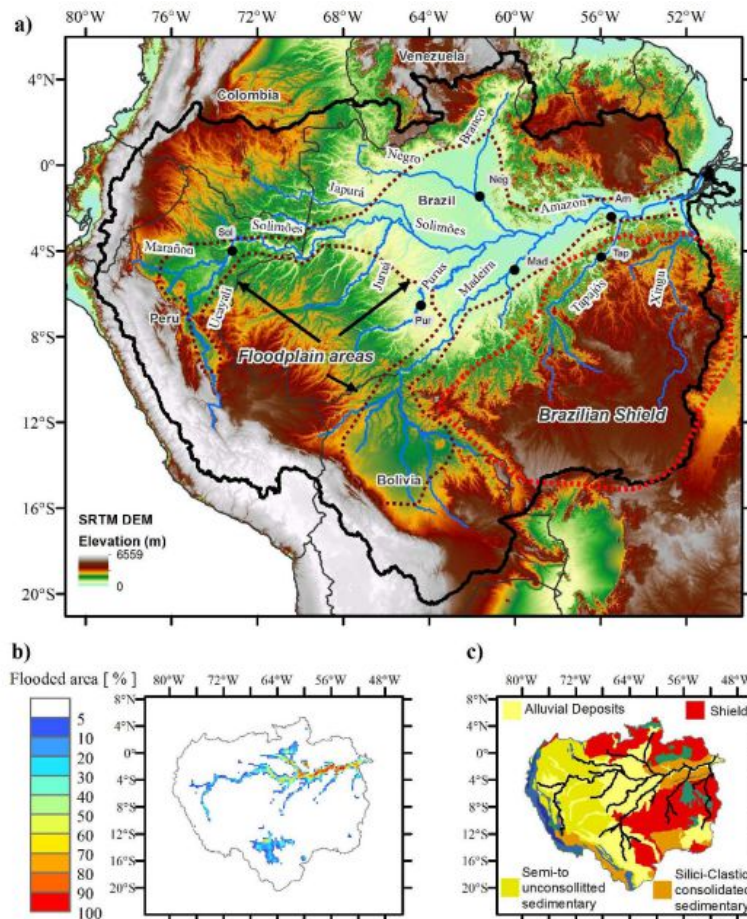


Figura 1. (a) Delimitação e MDE da Bacia Amazônica (b) Área inundada média (Papa et al. 2010) e (c) Mapa litológico (Durr et al. 2005) (fonte: Paiva et al. 2012)

### 2.1.3 Relevo

Devido à grande extensão da bacia e a existência de uma geomorfologia bastante variada, a bacia costuma ser compreendida em três grandes unidades morfológicas: 44% nos escudos brasileiros e guianeses; 45% na planície; e 11% nos Andes (Guyot, 1993). Para uma percepção de macroescala, algumas feições podem ser destacadas. Por exemplo, a bacia apresenta regiões em terreno bastante elevado e acidentado na Cordilheira dos Andes, com elevações acima de 6000m, onde se localizam as nascentes do rio Solimões e principais afluentes. Em contraste, a parte central da bacia amazônica é caracterizada por uma ampla planície e extensas áreas inundáveis por onde corre o rio e os principais afluentes brasileiros. As principais áreas inundáveis estão nas margens dos rios Juruá, Purus, Negro e Branco, em trechos baixos dos rios Madeira e Japurá, além do próprio rio Amazonas. Mais a jusante após a confluência do rio Madeira existe ainda o aporte das águas dos rios Tapajós e Xingu, duas

bacias que são caracterizadas por um relevo mais acidentado, chapadas nos trechos superiores e maior declividade se comparados aos demais rios amazônicos.

A planície de inundação no eixo principal da Amazônia já foi caracterizada em seis grandes regiões de geomorfologia e tipologia de lagos diferentes (Figura 2, Alsdorf et al. 2010; Sippel et al. 1992). As regiões 1 e 2 representam uma área que contém planícies de inundação com grandes lagos, nos primeiros 1100 km do canal, a partir da conexão com o oceano. As regiões 3 e 4 estão localizadas na área central da bacia, compreendendo trechos antes e depois das confluências com o rio Purus, rio Negro e rio Madeira, sendo caracterizados por uma geomorfologia bastante complexa com planícies e lagos dendríticos conectados por pequenos canais. As regiões 5 e 6 apresentam menos áreas de inundação, porém com canais e lagos com formação tipo *scroll bar*.

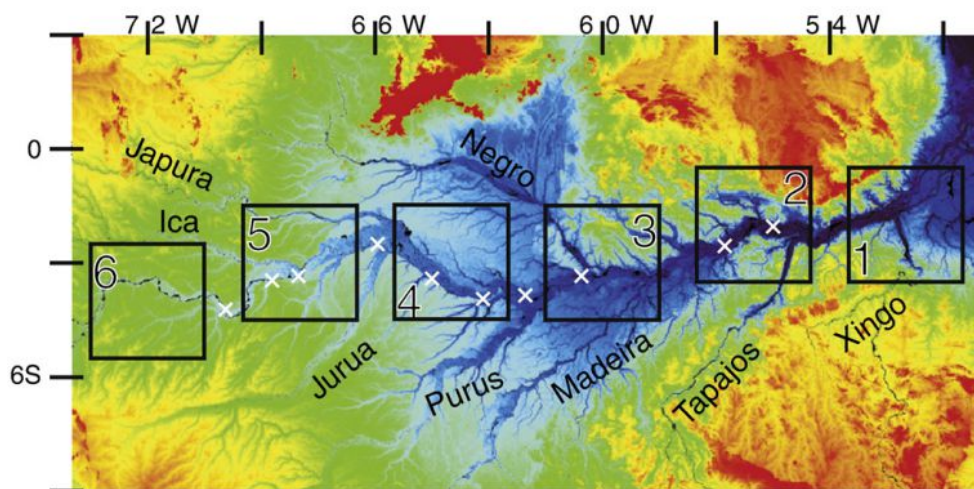


Figura 2. Localização de seis regiões características da planície de inundação central da Amazônia (fonte: Alsdorf et al. 2010)

#### 2.1.4 Classificação das Águas da Amazônia

As águas da Amazônia foram classificadas previamente em três grupos (Sioli, 1968; Stallard & Elmond, 1983):

1. águas brancas, originárias dos Andes e apresentam alta carga de material dissolvido e em suspensão (e.g. Rio Solimões/Amazonas e Rio Madeira).
2. águas claras, que apresentam baixa concentração de material dissolvido e em suspensão.

3. águas escuras, com baixa concentração de material dissolvido e em suspensão, mas com uma coloração marrom devido à presença elevada de ácidos orgânicos (e.g. Rio Negro).

Espacialmente temos que (i) as águas brancas são típicas de rios que drenam a Cordilheira dos Andes na parte superior da bacia, (ii) as águas claras e escuras são encontradas na parte baixa da bacia, drenando a região dos escudos e os sedimentos da planície (Dosseto et al. 2006). As águas claras drenam savanas com solos ricos em caulinita, ferro e óxidos de Alumínio, enquanto as águas escuras drenam as florestas do noroeste da bacia, caracterizadas por solos podzolíticos brancos dominados por quartzo, caulinita e óxidos de alumínio (Stallard & Edmond, 1983). Como exemplo, a Figura 3 apresenta uma imagem de satélite do encontro das águas do rio Negro e rio Solimões onde é possível verificar facilmente a diferença de propriedades dentre as duas.



**Figura 3. Encontro das águas do rio Negro e rio Solimões (fonte: Google Earth)**

Essa classificação foi destacada, pois a composição da água pode ser relacionada de forma simples com a sua origem. Assim, essa informação pode ser utilizada para integrar o transporte e mistura das águas na caracterizar (em parte) compartimentos e processos biogeoquímicos.

### **2.1.5 Planícies de Inundação Representativas da Bacia Amazônica**

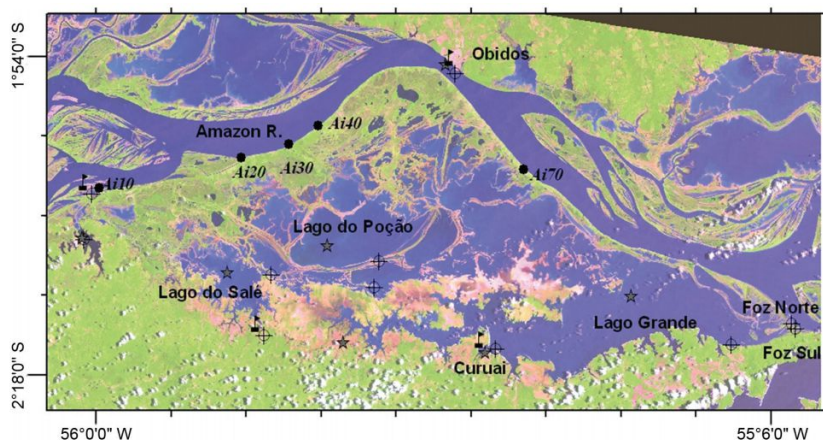
Considerando a grande extensão e diversidade das planícies de inundação na Amazônia, Melack et al. (2009) apresentam uma descrição de diferentes sistemas representativos e de relevância, pelos contrastes, mas também pelas diferentes frentes de pesquisas científicas realizadas. São elas:

A planície de inundação central da Amazônia é representado pelo o trecho de 2600 km no rio Solimões/Amazonas entre os meridianos  $-70.5^{\circ}$   $-52.5^{\circ}$  que possui cerca de 6500 lagos e planícies de inundação associados, e também os 400km finais dos principais tributários (Japurá, Purus, Negro e Madeira). Essa região contém um adicional de pelos menos 2300 lagos associados às áreas inundáveis (Sippel et al. 1992). As áreas inundáveis do trecho de 2600km (excluindo canais dos rios) variam entre  $19000 \text{ km}^2$  e  $81000 \text{ km}^2$ , nos períodos de estiagem e cheia. Essa planície foi intensivamente estudada durante o LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia), com foco em trechos perto de Santarém, Manaus e Tefé.

As planícies de inundação do trecho baixo da bacia são bem representados pelo Lago Grande do Curuaí (Figura 4), um sistema complexo de lagos rasos interconectados que tem sido estudado por diferentes grupos de pesquisa. O nível de água do rio nesse trecho varia em 6 m ao longo ano, tal que a área inundável desse sistema varia entre  $850 \text{ km}^2$  e  $2250 \text{ km}^2$  (Rudorff et al., 2014a). A área de contribuição local é de  $1370 \text{ km}^2$ , portanto a razão de área varia entre 0.6 e 3.3 (Bonnet et al. 2008). Estudos realizados demonstram que o transporte e armazenamento de sedimentos nesse sistema de canais-planície são importantes no contexto da bacia Amazônica, tal que o balanço positivo de sedimentos indica a retenção na planície Amazônica (Moreira-Turcq et al. 2003; 2013; Bourgoïn et al. 2007). Em lagos rasos, no entanto, o processo de sedimentação pode ser rompido por ressuspensão devido a ondas induzidas pelo vento, em especial, na existência de um *fetch* elevado durante o período de baixa. A concentração de sedimentos em suspensão variou entre 4 mg/L, durante a cheia, a 1600 mg/L na estação seca. Esse valor acentuado nos lagos de planície representa cerca de 4 vezes o valor observado no rio Amazonas.

Com base em dados de 1997 a 2003, Bourgoïn et al. (2007) e Bonnet et al. (2008) estudaram a hidrologia de inundação do Lago Grande do Curuaí, demonstrando que o aporte de água do rio Amazonas representou a maior contribuição do balanço anual ( $\sim 77\%$ , em média). Outros caminhos hidrológicos como precipitação e escoamento superficial representaram cerca de 9% e 10%, respectivamente. Os processos relativos ao fluxo de água subterrânea foram da ordem de 4%. Mais recentemente, Ruddorf et al. (2014a) demonstrou que o aporte de água por escoamento difuso predomina sobre o escoamento de canais nesse sistema. Por meio de modelagem com o LISFLOOD-2D, as estimativas demonstram que o escoamento difuso representou 93% do fluxo no sentido rio-planície, e 54%, no sentido contrário, da planície para o rio. No que diz respeito aos caminhos hidrológicos, o estudo de Ruddorf et al. (2014b) demonstrou uma variação sazonal de dominância com (i) maior contribuição da precipitação direta e escoamento local em novembro (e.g. *águas baixas*), (ii) o aporte do rio Amazonas entre dezembro e agosto e (iii) drenagem subterrânea, em setembro e outubro. Considerando sua

magnitude média, os fluxos entre rio e planície representaram 0.75% da vazão no rio Amazonas em Óbidos, mas 82% do aporte hidrológico para a planície.



**Figura 4. Planície de Inundação da Lago Grande do Curuai (fonte: Bourgoin et al. 2007)**

O trecho médio da bacia é representado pelos lagos e planícies próximos a Manaus (~100km), sendo a maior parte dos estudos dada nos rios Solimões, Amazonas e Negro devido à proximidade com o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). Nesse trecho, dois lagos principais são representativos e tem sido objeto de estudos limnológicos, hidrológicos e ecológicos:

- Lago Calado: lago dendrítico, situado na margem norte do rio Solimões, cerca de 80 km da confluência com o rio Negro, próximo a Manacapuru.
- Lago Camaleão: lago estreito, localizado na Ilha Marchantaria, na confluência dos rios Solimões e Negro.

O lago Calado foi objeto de estudo do primeiro estudo de hidrologia de inundação detalhado realizado nas planícies da Amazônia (Lesack, 1993; Lesack & Melack, 1995). Nesse sistema, a água do rio entra no lago durante o início da cheia do rio Solimões, porém ocorre no sentido contrário a partir do meio do ciclo de cheia. Ao longo do ano, o nível de água varia cerca de 10m, sendo que o escoamento superficial contribuiu em 57% do aporte total, enquanto 21% é oriundo do rio Solimões, 11% de precipitação direta e 6% de afluentes menores. Esse resultado apresenta um contraste forte com os obtidos para o Lagoa Grande do Curuai demonstrando como a contribuição da bacia de drenagem local pode ser importante em alguns casos, e alerta para a heterogeneidade no funcionamento dos sistemas de planície na Amazônia.

No trecho superior, o interesse científico nos lagos e planícies próximos a confluência dos rios Japurá e Solimões tem apresentado um aumento, em especial, devido a presença do

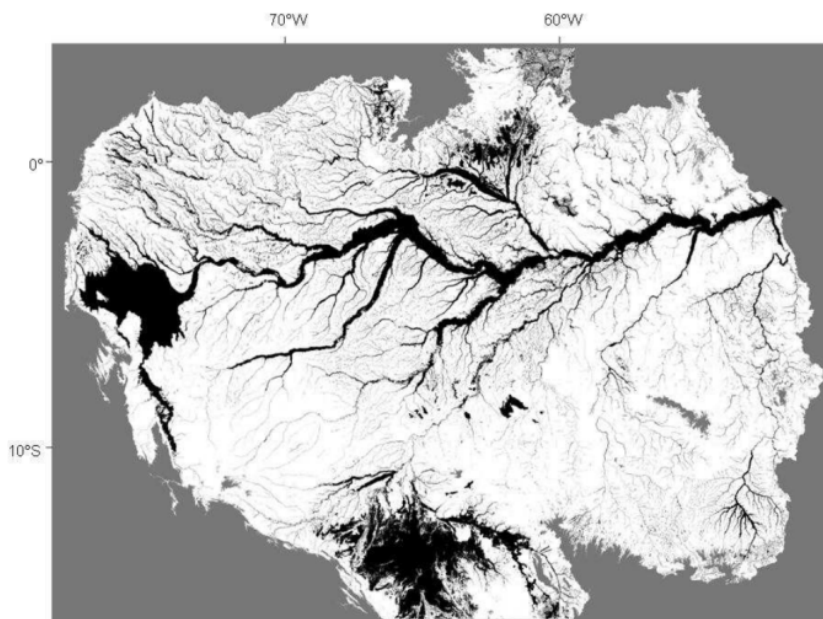
Projeto Mamirauá, centralizado em Tefé. Nesses sistemas as florestas inundáveis representam o habitat dominante (Hess et al. 2003) e suas relações com o ambiente tem sido bem compreendidas (Junk et al., 2010; Wittmann et al. 2006). Por meio de inventário e imagens aéreas e de satélite foi possível classificar espécies de florestas de várzea baixa e alta, distinguir estados de sucessão e identificar que a distribuição e riqueza estão associada a gradientes na inundação e irradiação (Wittmann et al. 2002; Wittmann et al. 2004).

O lago Amanã representa um sistema interessante para estudos e está localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Amanã em Tefé. O lago recebe águas brancas (e.g. sedimento) durante o período de cheia, e águas escuras ao longo do ano. Estudos demonstram que a dinâmica da composição das águas e nutrientes se relaciona com a distribuição de espécies de árvores e macrófitas nesse sistema (Silva, 2005; Rodrigues, 2007). A presença de macrófitas, por sua vez, tem um papel importante na dinâmica de populações de peixes-boi (Arraut et al. 2007).

#### **2.1.6 Áreas inundáveis**

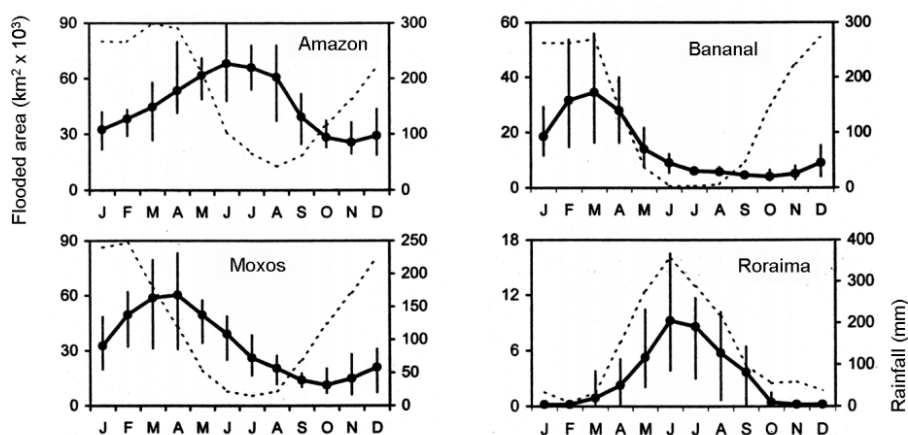
Grandes variações no nível de água e extensão das áreas inundáveis são características da Amazônia e permitem que a proporção de habitats também varie consideravelmente. As áreas inundáveis da Amazônia foram estimadas inicialmente em  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$  de forma a incluir os diferentes sistemas sujeitos a inundação sazonal, tais como florestas e savanas inundáveis, zonas ripárias adjacentes a pequenos rios e córregos, pântanos de remanso e charcos em maiores altitudes (Junk et al. 1997). Atualmente, a disponibilidade de sensores remotos e algoritmos para análise de dados espaciais permitem uma caracterização da extensão e alterações temporais das áreas inundáveis e vegetação, em escalas locais, regionais e continentais.

Em 2003, Hess et al. estimaram a partir de imagens SAR do satélite japonês JERS-1 que 17% do quadrante central da Amazônia é inundável, sendo 96% inundado no período de cheia e 26% na estiagem. Além disso, foi possível demonstrar que durante a cheia 70% da área inundada foi composta por florestas inundáveis. A extensão do método para a Amazônia Baixa (altitudes <500m, Melack & Hess, 2010, Figura 5) aponta que 14% de uma área total de  $5.822.000 \text{ km}^2$  é inundável, onde 78% representam vegetação inundável e 8% de água (i.e. *open water*).



**Figura 5. Áreas inundáveis da bacia Amazônica (fonte: Melack & Hess, 2010).**

Por meio de sensores microondas em satélite, Hamilton et al.(2002, 2004) forneceram a variação sazonal de áreas inundáveis em quatro grandes planícies de inundação da bacia amazônica. As áreas máximas para a planície central Amazônica, Llanos de Moxos na Bolívia, Bananal no Brasil e savanas de Roraima no Brasil e Guiana., foram estimadas em 97.400 km<sup>2</sup>, 92.100 km<sup>2</sup>, 58.600km<sup>2</sup> e 16.500 km<sup>2</sup>. Foi observada uma alta variabilidade sazonal e interanual nesses sistemas e uma defasagem em relação ao padrão de precipitação, no caso na planície central e em Llanos de Moxos (Figura 6). O tipo de resposta está associado ao tempo de resposta da bacia hidrográfica, no conjunto de processos hidrológicos que atuam no armazenamento de água, geração e propagação do escoamento.



**Figura 6. Variação média mensal da área inundada em quatro planícies de inundação (Adaptado de Hamilton et al. 2002). Linha contínua é área inundada; linha tracejada é precipitação.**

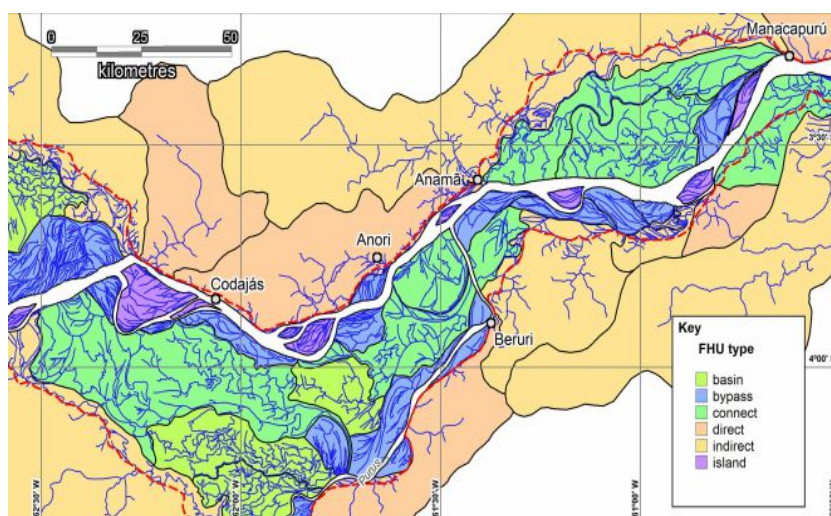
## 2.2 Modelagem Hidrológica de Grande Escala

O desenvolvimento de modelos hidrológicos de grande escala é assunto que tem participado de muitos tópicos de pesquisa nas últimas décadas. Esses modelos têm sido utilizados, por exemplo, em sistemas de previsão de vazão para ajudar a reduzir a vulnerabilidade da população em relação a eventos extremos e dar suporte a compreensão e quantificação de diferentes processos hidrológicos que ocorrem na bacias hidrográficas. Ou seja, os modelos hidrológicos podem ser utilizados para estimar e avaliar o papel da evapotranspiração, armazenamento e fluxos de água no solo e águas subterrâneas, bem como a importância e funcionamento hidrodinâmico de rios e planícies de inundação (Beighley et al., 2009; Kosuth et al. 2009; Trigg et al., 2009; Paiva et al. 2009, 2011, 2013; Neal et al. 2013; Yamazaki et al. 2011; Rudorff et al. 2014a, 2014b). Um dos desafios da modelagem de grande escala é conseguir representar os processos físicos que atuam no sistema real de forma significativa, fazendo melhor uso da disponibilidade e compatibilidade de dados de entrada, dentro de um cenário de recursos computacionais limitados e em tempo hábil.

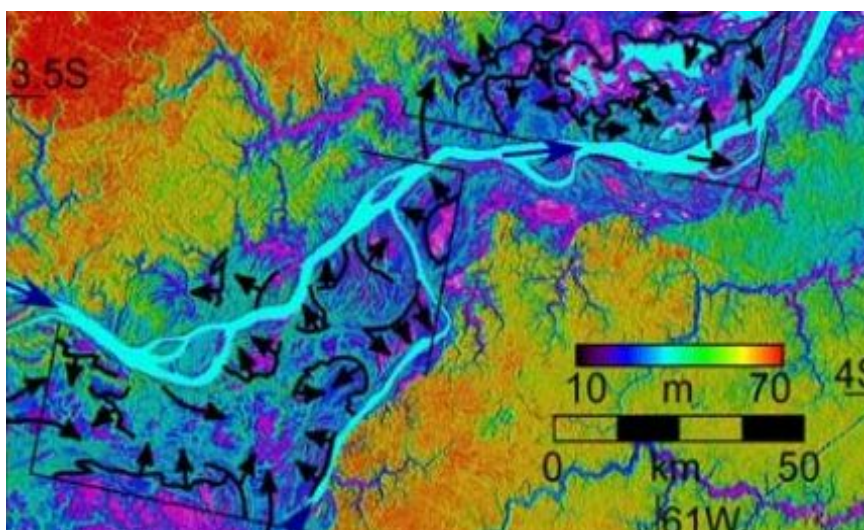
Geralmente, a hidrodinâmica de rios tem sido representada nos modelos de grande escala pelas equações de *Saint-Venant* incluindo uma relação simplificada entre o armazenamento de água e vazão no rio (Coe et al. 2008), modelos de onda cinemática (Decharme et al., 2011; Getirana et al. 2010), métodos tipo Muskingum-Cunge (Collischonn et al. 2008; Beighley et al. 2009). Além disso, modelos tipo difusão (Yamazaki et al., 2011; Trigg et al. 2009; Neal et al. 2013) ou com a solução hidrodinâmica completa (Paiva et al. 2011a; 2012; Getirana & Paiva, 2013) também foram desenvolvidos e são os únicos capazes de representar efeitos de remanso. Esse aspecto é fundamental nas regiões do trecho baixo da Amazônia onde as declividades são baixas, da ordem de 1 a 6 cm km<sup>-1</sup> (Meade et al., 1991). A propagação A representação do escoamento na planície de inundação pode ser realizada, por exemplo: utilizando modelos de armazenamento que consideram a linha de água igual a do canal principal (Paiva et al. 2011; 2013a; Yamazaki et al. 2011); considerando as trocas de água entre planície e canal explicitamente, em função da declividade da linha de água (Decharme et al. 2011); adotando seções transversais compostas de rio em escoamento 1D (e.g. Beighley et al. 2009) ou considerando o escoamento 2D (Wilson et al. 2007; Trigg et al. 2009; Neal et al. 2012; Rudorff et al. 2014a).

Para ilustração, a Figura 7 apresenta um exemplo da complexidade de canais, ilhas e bacias que compõe um sistema rio-planície de inundação na Amazônia. Já na Figura 8 é possível verificar também a heterogeneidade da orientação do escoamento na planície de inundação, nesse caso, bidimensional.





**Figura 7. Rede complexa de canais e lagos interconectados na planície de inundação (fonte: Trigg et al. 2012)**



**Figura 8. Escoamento bidimensional na planície de inundação (fonte: Alsdorf, 2007b)**

Na maior parte das bacias hidrográficas do mundo, a informação sobre o regime hidrológico é baseada em dados de precipitação, cotas do nível de água e medições de vazão. No entanto, existem muitas bacias hidrográficas onde o monitoramento *in situ* é escasso, ou mesmo inexistente, devido à carência de investimentos e/ou recursos humanos. Nesse contexto, conjuntos de dados espaciais obtidos por sensores remotos (e.g. estimativa de precipitação por satélite e clima por reanálise de dados atmosféricos) têm sido utilizados na últimas décadas para tentar resolver as dificuldades inerentes à capacidade de cobertura (ou abrangência) do monitoramento local. No que diz respeito à avaliação do balanço de água em bacias hidrográficas, produtos mais recentes de sensoriamento remoto, tais como níveis de água

superficial adquiridos por altimetria e volume de água armazenado (TWS, *total water storage*) por gravimetria espacial são alternativas promissoras para complementar a informação de precipitação que ainda apresenta limitações devido à alta variabilidade espacial deste processo hidrológico. Sendo assim, o período recente representa a janela para o qual existem dados de sensoriamento remoto (e.g. modelos digitais de elevação, precipitação por satélite, estações climáticas virtuais, altimetria e gravimetria por satélite) e que podem ser utilizados na modelagem de grande escala.

## 2.3 Escalas de Tempo na Avaliação do Fluxo de Massa

O transporte e destino de nutrientes, matéria orgânica e sedimentos em corpos de água e seus efeitos nos ecossistemas aquáticos envolve processos físicos, químicos e biológicos complexos que ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais. Dado que, em geral, não é simples separar a contribuição de cada mecanismo da dinâmica de transporte em sistemas aquáticos, propriedades associadas à escala de tempo têm sido utilizadas para caracterizar a condição geral dos mesmos (Shen & Haas, 2004; Shen & Wang, 2007). O tempo de residência hidráulica (ou tempo de retenção) é o descritor de escala temporal utilizado com mais frequência na análise comparativa de balanço biogeoquímico e transporte de massa no estudo de sistemas aquáticos.

Na literatura existem diferentes conceitos para escalas temporais associadas ao fluxo de massa como a idade da água, o tempo de retenção hidráulica, o tempo de residência, dentre outros. É bastante comum se confundir os conceitos, pois podemos encontrar definições diferentes para os mesmos termos (Monsen et al. 2002). A aplicação dos métodos de balanço de massa para diferentes fins nas ciências da terra, bem como a concepção de normas ou resoluções para fins de projeto de engenharia podem ter contribuído para essa diversidade. Por exemplo, um engenheiro sanitário precisa considerar o tempo de retenção hidráulica de um reator em relação às taxas de degradação de matéria orgânica para dimensionar um sistema de tratamento de esgoto de forma eficiente. Uma agência ambiental tem interesse em saber o tempo de retenção de reservatórios de água de abastecimento, para fins de controle de eutrofização. Por outro lado, um cientista pode estar interessado na variabilidade das escalas de transporte dentro de um único sistema visando à compreensão da dinâmica local de processos biogeoquímicos.

### 2.3.1 Reservatórios, Lagos e Estuários

Para sistemas tipo lago e/ou estuários, o tempo de retenção hidráulica, a idade da água e o tempo de residência são escalas de tempo associadas ao fluxo de massa que tem sido utilizada para fins de avaliação de impactos ambientais. Tradicionalmente, o tempo de residência de corpos aquáticos é determinado por meio de estudos de campo com traçadores, ou estimado, de forma simplificada como a razão entre o volume do domínio de interesse e a vazão de saída:

$$T_r = \frac{V}{Q} \quad (\text{Eq. 1})$$

Para esclarecimento da terminologia, a Eq. 1 caracteriza o tempo de retenção hidráulica. Esse parâmetro integra e descreve a característica geral de renovação de um corpo d'água, mas sem identificar os processos físicos associados, ou mesmo sua importância e distribuição espacial. A definição formal: "razão da massa de um escalar em um reservatório em relação à taxa de renovação do mesmo escalar" (Geyer et al., 2000) representa uma boa aproximação de escala temporal de renovação para sistemas que atendam a hipótese de um volume de controle bem misturado (ou homogêneo) em regime permanente (e.g. média de longo prazo).

O tempo de residência, por sua vez, é usualmente pelo tempo que uma parcela de água localizada num ponto definido arbitrariamente leva para sair do domínio de interesse. A idade da água é definida como tempo decorrido desde que uma parcela de água sobre consideração saiu de uma região para a qual sua idade foi prescrita como zero (Bolin & Rhode, 1973; Zimmerman, 1976; Zimmerman, 1986; Dronkers & Zimmerman, 1982; Takeoka, 1984; Monsen et al., 2002). Dessas definições, podemos entender que a idade é complementar ao tempo de residência e que ambas estão vinculadas a um elemento ou parcela de água (Arega et al. 2008, 2010; Arega 2013). Um exemplo prático consiste na determinação do tempo (i.e. de residência) que leva para um poluente lançado em determinado ponto de um estuário chegar até o mar aberto.

Fica claro que o tempo de retenção hidráulica consiste numa medida de sistema integradora, enquanto a idade e o tempo de residência são medidas locais que variam espacialmente em um domínio. A escolha da escala de tempo de transporte apropriada depende do foco do estudo. Por exemplo, no caso de balanço de nutrientes em ecossistemas aquáticos o tempo de retenção hidráulica tem se provado suficiente para fins de caracterização e comparação (Boynton et al., 1995). Ainda assim, é necessário considerar a validade da hipótese de regime permanente. Por outro lado, a idade da água (e o tempo de residência) permite identificar a heterogeneidade de subdomínios de um sistema aquático. Cabe destacar que essas definições são usualmente utilizadas no contexto de avaliação de corpos hídricos isolados, tais como reservatórios, lagos e estuários. Apesar de esses sistemas estarem integrados a uma bacia de drenagem, a representação do volume de controle dessa forma é possível se os limites de contorno (e.g. eixo da barragem, tributários, oceano) forem bem definidos.

### 2.3.2 Bacias Hidrográficas

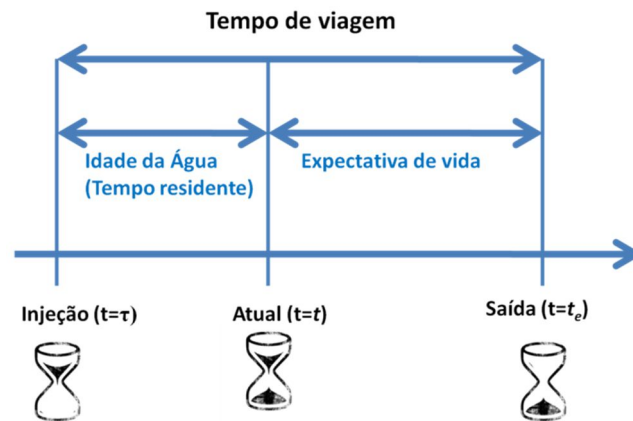
Na escala de bacia hidrográfica a terminologia científica mais recente para estudos associados a escalas temporais de fluxo de massa apresenta uma similaridade grande com os já apresentados, porém com algumas alterações de interpretação que cabe destacar.

Em primeiro lugar, é válido relembrar tempo de concentração da bacia hidrográfica conforme usualmente aplicado na hidrologia para fins projetos de engenharia. De acordo com Collischonn & Dornelles (2013) o tempo de concentração é definido pelo tempo percorrido da gota de chuva que atinge a região mais remota de uma bacia, desde o início do seu escoamento, até o momento em que atinge a seção definida como exutório. Assim, esse tempo depende tanto da distância total que a água deve percorrer, como da velocidade com que a água escoar. Essa medida de escala temporal tem aplicação direta para fins de projetos de engenharia e também pode ser estimado por equações empíricas, traçadores radioativos ou químicos, e métodos de propagação cinemática e dinâmica. Dessa forma, na abordagem tradicional considera que o tempo de concentração é constante, uma hipótese útil para fins práticos, mas obviamente questionável.

Estudos recentes reconhecem o tempo de viagem como uma variável intrinsecamente aleatória devido a heterogeneidade morfológica, geológica e atributos hidrológicos que caracterizam o ambiente e os processos que envolvem a parte terrestre do ciclo hidrológico (Beven, 2001; McGuire & McDonnell, 2006; Rinaldo et al. 2011; McDonnell et al. 2010; Botter et al. 2010, 2011, 2012). Além disso, a distribuição do tempo de viagem das bacias hidrográficas também deve ser variável no tempo, de forma a refletir a variabilidade dos forçantes hidrológicos e da dinâmica hidrológica resultante (McGuire & McDonnell, 2006). Em linhas gerais, a distribuição tempo de viagem tem sido associado ao (i) tempo que leva para parcelas de água injetadas em determinado momento alcançarem o exutório (i.e. foco no rastreamento), ou (ii) o tempo gasto dentro da bacia pelas parcelas de água que passaram pelo exutório em determinado momento (i.e. foco no fluxo que passa em uma seção) (Niemi, 1977; Botter et al. 2010, 2011). As duas definições são similares, mas apresentam conceitualmente implicações diferentes. A primeira descreve informação equivalente ao transporte decorrente de um lançamento de massa no sistema, enquanto a segunda quantifica a persistência de propriedades químicas referentes ao aporte de substâncias no passado.

Outro ponto importante é que na perspectiva da hidrologia científica recente, o conceito de tempo de residência tem sido associado ao conteúdo de idade das parcelas de água armazenadas na bacia (ou tempo da água residente) em determinado intervalo de tempo (McDonnell et al. 2010; Botter et al. 2010, 2011; Rinaldo et al. 2011; Hrachowitz et al. 2013),

algo bastante distinto do que é observado na literatura sobre lagos, e estuários, por exemplo. Dessa forma, a idade da água (ou tempo de residência) agrega informação quantitativa sobre armazenamentos hidrológicos e químicos, caminhos e origens da água. Considerando que a bacia hidrográfica possui diferentes compartimentos (e.g. solo, água subterrânea, rios, várzeas), podemos assumir que esses conceitos de tempo de residência e de viagem podem ser aplicados num sistema independente formado por rede de drenagem e planícies de inundação. A Figura 9 apresenta de forma bastante simplificada o conceito de tempo de viagem, ou seja, o tempo decorrido desde a injeção no sistema até sua saída, a idade da água (ou tempo residente) pelo tempo decorrido desde a injeção. Por sua vez, a Figura 10 demonstra a existência de uma variabilidade nas propriedades, de tal forma, que é possível avaliar (i) o fluxo de idades no exutório (i.e. composição da água na vazão), (ii) o tempo de viagem desde a injeção até a saída completa no exutório e (iii) o tempo de residência da água, ou a idade da água armazenada no sistema (i.e. composição do sistema).



**Figura 9. Exemplo das relações entre tempo de viagem e idade da água**

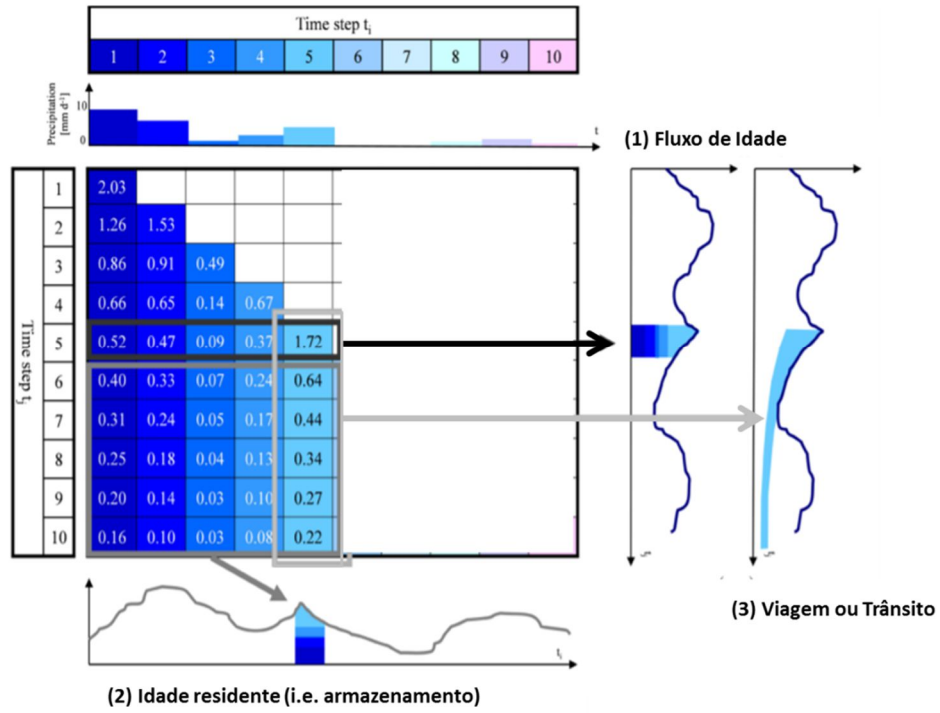


Figura 10. Distribuição do (1) Fluxo de Idade, (2) Idade da Água Residente e (3) Tempo de Viagem (adaptado de Hrachowitz et al. 2013)

A Tabela 1 apresenta um resumo dos conceitos apresentados nesse trabalho.

**Tabela 1. Conceitos para diferentes descritores de escala de tempo**

<b>Descritor</b>	<b>Lagos, Reservatórios, Estuários</b>	<b>Bacias hidrográficas</b>
Tempo de retenção hidráulica	<ul style="list-style-type: none"> <li>- razão da massa de um escalar em um volume de controle, em relação à taxa de renovação do mesmo escalar</li> <li>- descreve de forma integrada o tempo de renovação de um corpo d'água, mas sem identificar os processos físicos associados, sua importância ou distribuição espacial.</li> </ul>	-
Tempo de residência	<ul style="list-style-type: none"> <li>- tempo que uma parcela de água localizada num ponto definido arbitrariamente leva para sair do domínio de interesse</li> <li>- varia dentro do sistema, i.e. <math>f(x,t)</math></li> <li>- associado a um elemento ou parcela de água</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- conteúdo de idade da água armazenada no sistema (i.e. idade residente)</li> </ul>
Idade da água	<ul style="list-style-type: none"> <li>- tempo decorrido desde que uma parcela de água sobre consideração saiu de uma região para a qual sua idade foi prescrita como zero</li> <li>- varia dentro do sistema, i.e. <math>f(x,t)</math></li> <li>- associado a um elemento ou parcela de água</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- tempo decorrido desde que uma parcela de água sobre consideração foi injetada no sistema</li> </ul>
Tempo de viagem	-	<ul style="list-style-type: none"> <li>- o tempo decorrida desde a injeção de uma parcela de água até a saída completa no exutório</li> </ul>



### 2.3.3 Métodos computacionais

Existem diversas abordagens para estimar as escalas de tempo de transporte, tais como balanços de massa simplificados, o uso de traçadores em campo, análise de composição isotópica, fórmulas empíricas e modelagem numérica. As distribuições da idade, do tempo de residência e do tempo de viagem podem ser estimados utilizando modelagem numérica, sendo essa técnica especialmente importante para sistemas complexos. Normalmente existem duas formas numéricas para computar a distribuição do tempo de residência utilizando modelagem hidrodinâmica: o método euleriano que considera a modelagem de um traçador-soluto; e o método lagrangiano que é baseado no rastreamento de partículas (i.e. *particle-tracking*), parcelas de água, ou ainda, flutuadores. A abordagem Euleriana é o método mais tradicional de determinar campos de escalares (e.g. velocidades, volumes, concentrações, temperatura, etc.) no espaço, ao longo do tempo na modelagem numérica de fluidos.

A equação de tempo de retenção hidráulica é um exemplo de modelo obtido por balanço de massa simplificado e, portanto, apresenta limitações na caracterização de sistemas complexos. Em muitos casos, o tempo de retenção da água é dependente do efeito de processos hidrodinâmicos. Isso ocorre em ambientes que tem os padrões de escoamento afetados por controles hidráulicos (e.g. estruturas naturais ou artificiais), processos de estratificação, efeitos de remanso ou sob influência do vento.

Os métodos numéricos usualmente consistem na solução de (i) modelos de balanço de massa simplificados, ou ainda, (ii) modelos hidrodinâmicos de transporte de massa com abordagem euleriana (RANS, Reynolds-Averaged Navier-Stokes) ou lagrangiana. Devido à evolução dos recursos computacionais e modelos numéricos nas últimas décadas, atualmente é possível realizar simulações numéricas fornecendo informação espacial e temporal extensiva sobre o campo de escoamento (e.g. distribuições de volumes, velocidades, temperatura, etc.). A principal vantagem da utilização dos modelos numéricos é a possibilidade de obter estimativas refinadas de tempo de residência em domínios computacionais de interesse, bem como elucidar e determinar características do comportamento físico do sistema.

No método euleriano, o modelo resolve as equações de transporte advecção-difusão para estimar o tempo de residência, a partir da idade da água. A teoria da idade, introduzida e descrita formalmente por Deleersnijder et al. (2001), é fundamentalmente baseada na conservação de massa de um traçador e na modelagem dos processos de transporte. Nessa metodologia, a idade de uma substância é calculada como um escalar na equação de transporte, o que permite que o conceito de idade seja acoplado a uma estrutura de solução numérica de modelos de transporte eulerianos. O princípio desse método consiste em inicializar um domínio

de interesse com concentração zero de um traçador passivo, sem aporte externo, mas que aumenta a uma taxa constante. Ao longo do tempo, o soluto-traçador fica sujeito a processos de transporte e mistura por advecção e dispersão, tal que a concentração de traçadores deve crescer até se aproximar de um equilíbrio dinâmico. Dessa forma, a formulação matemática euleriana para o cálculo da idade média considerando um caso genérico (e.g. um traçador, sem fontes e sumidouros), pode ser realizada por:

$$\frac{\partial c(x,t)}{\partial t} + \nabla[uc(x,t) - E\nabla c(x,t)] = 0 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$\frac{\partial \alpha(x,t)}{\partial t} + \nabla[u\alpha(x,t) - E\nabla\alpha(x,t)] = c(x,t) \quad (\text{Eq. 3})$$

$$age(x,t) = \frac{\alpha(x,t)}{c(x,t)} \quad (\text{Eq. 4})$$

onde:  $c$  é a concentração de um soluto-traçador conservativo,  $a$  é a 'concentração de idade' ( $M^{-1}L^3T$ ),  $u$  é o campo de velocidades,  $E$  é o tensor de difusão,  $t$  é o tempo,  $x$  é a coordenada espacial no eixo longitudinal,  $age$  é a idade média do traçador. A primeira equação representa o transporte de um soluto-traçador; a segunda equação representa a 'concentração de idade' e contém um termo adicional que representa a fonte (taxa de ganho instantâneo de concentração). Por fim, a idade da água é calculada pela razão entre 'concentração de idade' e concentração do soluto-traçador.

No método lagrangiano, o tempo de residência é computado a partir da definição dada por Zimmerman (1976), calculando o tempo gasto para cada elemento material alcançar a saída do sistema. Nesse método todo o domínio do sistema é inicializado com uma distribuição uniforme de partícula se, em cada intervalo de tempo, a posição e trajetória de cada partícula é atualizada utilizando o campo de velocidades euleriano. O tempo que leva para cada partícula sair do sistema é registrado e, após um período de simulação, o tempo de residência para cada célula computado a partir do número médio de partículas oriundos de cada célula que saíram do sistema. Essa abordagem é claramente mais simples de entender, visto a interpretação direta do caminho percorrido no espaço e tempo de uma partícula. Ambas as descrições são baseadas na concepção de tempo de retenção hidráulica em sistemas tipo lago/estuário. Para estimar o tempo de residência hidrológico, cabe avaliar em um determinado intervalo de tempo a idade de todas as partículas armazenadas.

Usualmente, o rastreamento de partículas é definido pelo acompanhamento da trajetória de uma partícula sem massa que sofre advecção, de forma passiva, em um campo de escoamento ao longo do tempo. Dessa forma, uma partícula lagrangiana se movimenta da

mesma forma que o fluido ao seu redor, sendo um vetor de posição  $\mathbf{x}(t)$ , a um determinado tempo  $t$ , dado por:

$$\overline{\mathbf{x}(t)} = \overline{\mathbf{x}(t_0)} + \int_{t_0}^t \overline{\mathbf{u}} dt \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde  $\mathbf{x}(t_0)$  é a posição de uma partícula conhecida no tempo inicial  $t_0$ ,  $\mathbf{u}$  é o vetor de velocidades na posição da partícula. Para obter uma solução exata dessa equação, o campo de velocidades deve ser contínuo no espaço e no tempo, no entanto, os modelos hidrodinâmico eulerianos fornecem velocidades em posições e intervalos de tempo discretos.

Dessa forma, um modelo numérico de partículas lagrangianas pode ser acoplado a um módulo hidrodinâmico euleriano, por exemplo, resolvendo a equação na forma discreta:

$$\overline{\mathbf{x}}^{n+1} = \overline{\mathbf{x}}^n + \overline{\mathbf{u}}^{n+1/2} \Delta t \quad (\text{Eq. 6})$$

onde  $\Delta t$  é o intervalo de tempo entre o passo de tempo  $n$  e  $n+1$ , e o vetor  $\mathbf{u}$  é uma velocidade representativa para a partícula durante o intervalo de tempo discreto.

A acurácia de uma velocidade dita representativa é função tanto da capacidade do modelo numérico em representar o sistema físico e da ordem de interpolação temporal e espacial para estimativa da trajetória das partículas (Bennett & Clites, 1987; Yeung & Pope, 1989; Ramsden & Holloway, 1991; Simpson & Gobbat, 1994; Harcourt et al., 2000; Furnans et al. 2005). Uma abordagem de baixa ordem para interpolação espacial não causa problemas graves quando a simulação visa representar campos de velocidade de grande escala, no entanto, métodos de alta ordem de interpolação são necessários no caso de estudos dirigidos a análise de turbulência de pequena escala. Na prática, isso significa que mesmo nos modelos de circulação tipo RANS (e.g. estuários, lagos) é possível utilizar um método simplificado. Em todo caso, os erros no ajuste de um modelo euleriano somado a aproximação numérica da trajetória lagrangiana pode acarretar um distanciamento da trajetória real. Para contornar esse aspecto, é usual utilizar um intervalo de integração temporal menor ou igual do que o tempo de viagem da partícula em cada célula, dado pela razão entre o comprimento do trecho e a estimativa das velocidades das seções. Esse critério é equivalente a utilizar o critério de estabilidade de Courant para as equações de Saint-Venant.

As equações 1 e 2, representadas vetorialmente, demonstram a aplicabilidade do método para escoamentos bi ou tridimensionais. Como esse modelo puramente determinístico considera somente a advecção no transporte, o mesmo pode ser modificado para representar o processo de difusão/dispersão considerando um termo adicional de base estatística tipo *random-walk* (Dimou & Adams, 1993).

$$x^{n+1} = x^n + \bar{u}\Delta t + \sqrt{2D\Delta t}R \quad (\text{Eq. 7})$$

onde: D é o coeficiente de dispersão/difusão longitudinal, R é um número aleatório obtido a partir de uma distribuição normal com  $\mu = 0$  e  $\sigma^2 = 2Dt$ .

A aplicação destas equações determinísticas, no entanto, somente são aplicáveis a campos contínuos de velocidade. No caso de bacias hidrográficas, com representação unidimensional no canal e, em especial, planícies de inundação representadas por um modelo de armazenamento (i.e. concentrado ou "0-D") não existe velocidade bidimensional de troca, portanto a aplicação dos métodos tradicionais é limitada.

## 2.4 Abordagens Euleriana e Lagrangiana

Conforme apresentado anteriormente, o tempo de residência (e idade da água) pode ser estimado por meio de modelos de transporte utilizando uma abordagem euleriana ou lagrangiana. Essas abordagens dizem respeito à descrição do campo de escoamento na mecânica dos fluidos. De maneira simplificada, é possível entender que o campo Euleriano representa uma visão integrada das propriedades de um conjunto de parcelas de água em um determinado momento, enquanto na abordagem Lagrangiana, o enfoque está na trajetória de uma ou mais parcelas de água durante um intervalo de tempo (Figura 11). A representação matemática formal é omitida nesse texto e pode ser encontrada em qualquer livro de hidráulica ou mecânica dos fluidos.

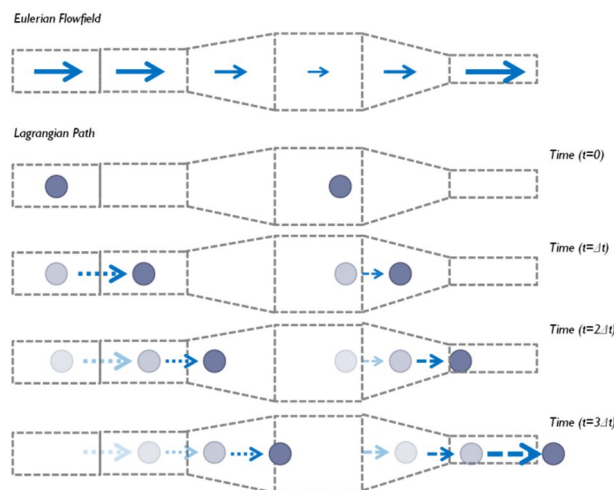


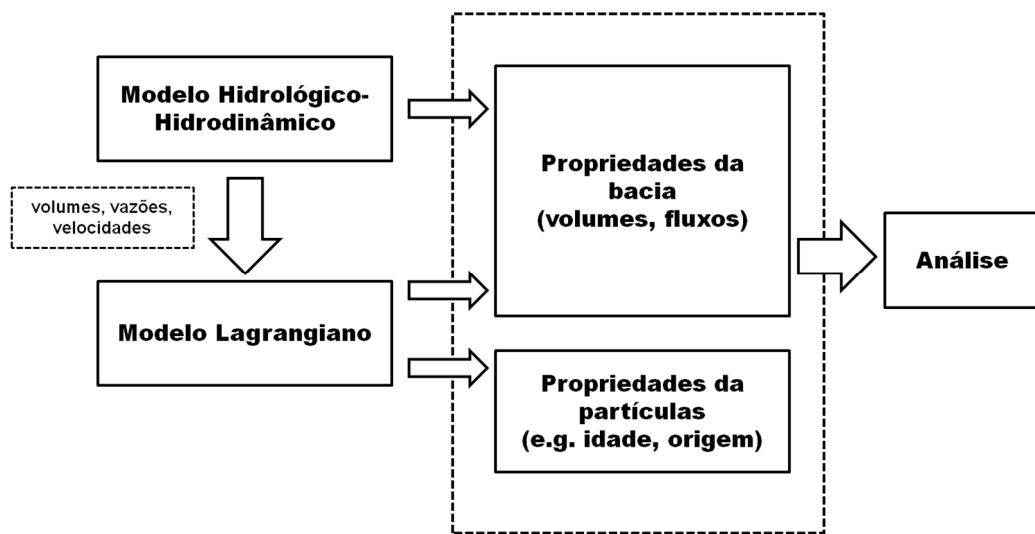
Figura 11. Esquema do campo de escoamento Euleriano e a trajetória Lagrangiana em um canal

Os modelos hidrodinâmicos de escoamento em superfície livre predizem o campo de velocidades Euleriano variável no tempo. A análise e visualização desses campos de velocidade podem elucidar a dinâmica do escoamento de um sistema, porém a avaliação do transporte de partículas é mais complicada, devido à variação temporal do próprio campo de velocidades. Considerando a utilização de modelos numéricos para avaliação de escalas temporais em sistemas aquáticos e o enfoque em transporte de massa, podemos citar alguns motivos pelos quais o rastreamento de partículas (ou parcelas) é interessante:

- Novas fontes são facilmente representadas em um modelo de rastreamento (por exemplo, pela introdução de novas partículas), enquanto modelos baseados em concentração apresentam dificuldades no custo-benefício entre discretização e solução;
- É possível alocar o esforço computacional de acordo com a quantidade de partículas em determinada região (e.g. mais partículas demanda mais esforço)
- O rastreamento de partículas possui natureza paralela, sendo possível utilizar esse tipo de recurso para aperfeiçoar a eficiência computacional;
- Em situações onde se tem interesse em descrever o transporte e destino de substâncias por atributos de partículas individuais (e.g. movimento de larvas, sedimentação de partículas, traçadores)
- Quando se busca propriedades integradas da distribuição de propriedades (e.g. idade da água, tempo de residência, ponto de origem, ponto de saída, etc.)

### 3 METODOLOGIA

Este capítulo contém a descrição da metodologia utilizada para estudar as questões de tese. O trabalho se baseia na aplicação de ferramentas de modelagem numérica de processos hidrológicos. No presente trabalho, a idéia fundamental consiste no desenvolvimento e aplicação de um modelo de rastreamento de parcelas de água (i.e. lagrangiano) para obter informação sobre o sistema (e.g. origem, caminhos e idade da água). Para tanto, essa abordagem necessita de informações previamente conhecidas do estado do sistema, tais como volumes e vazões, que podem ser obtidos, por exemplo, por uma simulação hidrológica-hidrodinâmica (Figura 12).

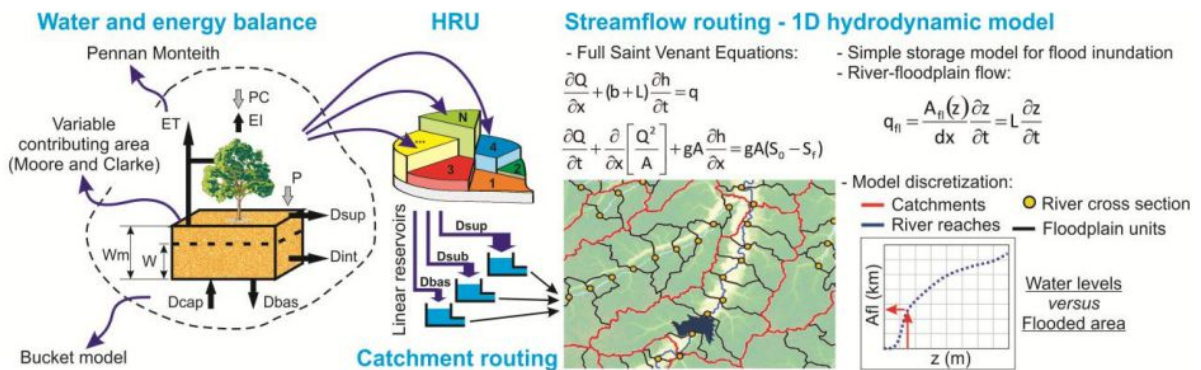


**Figura 12.** Esquema para integração de um modelo de rastreamento de água em bacias hidrográficas

Neste trabalho, é proposta a utilização do Modelo Hidrológico de Grandes Bacias MGB-IPH, na mesma configuração em que foi aplicado e ajustado simulação da Bacia Amazônica (Paiva et al. 2013). Sendo assim, a próxima seção é dedicada à descrição do modelo MGB-IPH e uma breve descrição do estudo realizado por Paiva et al. (2013). A seguir, o desenvolvimento de um modelo lagrangiano para bacias hidrográficas é descrito e sua aplicabilidade para estudos na bacia Amazônica são apresentados.

### 3.1 Modelo Hidrológico de Grandes Bacias - MGB-IPH

O modelo MGB-IPH (Modelo Hidrológico de Grandes Bacias) é um modelo hidrológico distribuído de grande escala desenvolvido por Collischonn et al. (2001; 2007) e apresenta similaridades com outros modelos de grande escala tais como o LARSIM (Ludwig & Bremicker, 2006) e VIC (Liang et al., 1994; Nijssen et al., 1997). O modelo é baseado em processos e utiliza equações conceituais e físicas para simular o ciclo hidrológico terrestre: balanço de água no solo, balanço de energia e evapotranspiração, interceptação, geração de escoamento (e.g. superficial, sub-superficial e subterrâneo) e propagação de vazões (Figura 13).



**Figura 13.** Descrição Geral do Modelo Hidrológico de Grandes bacias (fonte: Paiva, 2013)

O modelo MGB-IPH foi aplicado em diversas bacias da América do Sul para diferentes fins (e.g. Adam et al. 2013; Collischonn et al., 2005, 2007, 2008, 2011; Paiva, 2009; Sorribas et al. 2016; Paiva et al. 2011, 2013a). Para estudos de modelagem da bacia amazônica, Paiva et al. (2011) atualizou o esquema de propagação do MGB-IPH por meio de um módulo hidrodinâmico 1D que inclui uma representação simplificada da planície de inundação, baseado nas Equações de Saint-Venant.

### 3.1.1 Discretização Espacial e Unidades de Resposta Hidrológica

A versão do MGB-IPH utilizada nesse trabalho considera uma divisão da bacia em unidades menores, denominadas mini bacias (i.e. *catchments*) que são determinadas utilizando métodos de geoprocessamento baseados no ArcHydro (Maidment, 2002). Cada mini-bacia é subdividida em unidades de resposta hidrológica (URH), essas são definidas pela similaridade de comportamento hidrológico, atribuída a partir da combinação de mapas de tipo e cobertura do solo (Beven, 2001; Kouwen et al., 1993) (Figura 14).

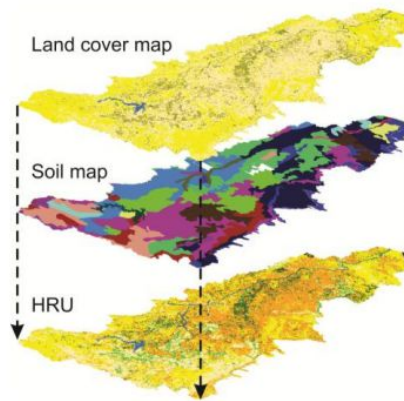


Figura 14. Esquema de combinação de mapa de cobertura e mapa de solo para definição de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) (fonte: Paiva, 2013)

### 3.1.2 Modelo Hidrológico

Os balanços verticais de água e energia são computados de forma independente para cada URH, em cada mini-bacia. O balanço é realizado considerando somente uma camada de solo, de acordo com a equação:

$$\frac{dW}{dt} = P - ET - D_{sup} - D_{int} - D_{bas} + D_{cap} \quad (\text{Eq. 8})$$

onde:  $W(\text{mm})$  é o armazenamento de água na camada de solo,  $P(\text{mm dt}^{-1})$  é a chuva que alcança o solo,  $ET(\text{mm dt}^{-1})$  é a evapotranspiração,  $D_{sup}(\text{mm dt}^{-1})$  é o escoamento superficial,  $D_{int}(\text{mm dt}^{-1})$  é o escoamento superficial,  $D_{bas}(\text{mm dt}^{-1})$  é a percolação para o reservatório subterrâneo e  $D_{cap}(\text{mm dt}^{-1})$  é o aporte devido a ascensão capilar.

O modelo assume que a precipitação (PC) é armazenada na superfície da vegetação até um limite de capacidade de interceptação que é determinado para cada URH, a partir do índice de área foliar (IAF).



O balanço de energia e evapotranspiração do solo e vegetação é estimado pela equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965; Shuttleworth, 1993), utilizando uma abordagem similar ao apresentado por Wigmosta et al. (1994):

$$ET = \left( \frac{\Delta \cdot A + \rho_A c_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \frac{1}{\lambda m \cdot \rho_w} \quad (\text{Eq. 9})$$

onde:  $\lambda$  (MJ kg<sup>-1</sup>) é o calor latente de vaporização,  $\Delta$  (kPa °C<sup>-1</sup>) é função do gradiente de pressão de saturação de vapor,  $A$  (MJ m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) é a energia disponível,  $\rho_a$ (kg m<sup>-3</sup>) é a densidade do ar,  $\rho_w$ (kg m<sup>-3</sup>) é a massa específica da água,  $c_p$ (MJ kg<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>) é o calor específico do ar úmido,  $D$  (kPa) é o déficit de pressão de vapor,  $\gamma$ (kPa °C<sup>-1</sup>) é a constante psicométrica,  $r_s$ (s m<sup>-1</sup>) é a resistência superficial da cobertura do solo, e  $r_a$  é (s m<sup>-1</sup>) é a resistência aerodinâmica.

As condições meteorológicas (e.g. temperatura do ar, radiação solar, velocidade do vento, precipitação, umidade relativa e pressão atmosférica) são prescritas para cada mini-bacia, a partir de dados de estações climatológicas *in situ* ou virtuais.

A infiltração no solo e escoamento são baseados no conceito de área de contribuição do modelo ARNO (Todini, 1996), que também utilizado nos modelos PDM (Moore & Clarke, 1981), VIC2L e LARSIM. O escoamento subsuperficial é computado utilizando uma equação de condutividade hidráulica não saturada de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993). A percolação da camada do solo para águas subterrâneas é calculada utilizando uma relação linear simples entre a quantidade de água no solo e a capacidade máxima do mesmo. Uma vez gerado o escoamento em cada mini-bacia, a propagação pela bacia até a rede de drenagem é realizada utilizando três reservatórios lineares (e.g. superficial, sub-superficial e subterrâneo).

### 3.1.4 Modelo Hidrodinâmico

Originalmente, o modelo MGB-IPH realiza a propagação de escoamento utilizando o método Muskingum-Cunge. Posteriormente, um modelo hidrodinâmico de grande escala do MGB-IPH foi desenvolvido por Paiva et al.(2011) e difere do anterior pela sua capacidade de simular a inundação de planícies e efeitos de remanso. O esquema utilizado é baseado no modelo IPH-IV, desenvolvido inicialmente por Tucci(1978) e resolve as equações completas de Saint-Venant(Cunge et al. 1980),

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial t} = q_{cat} - q_{fl} \quad (\text{Eq. 10})$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{Q^2}{A} \right] + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \quad (\text{Eq. 11})$$

onde a primeira e segunda equações correspondem às leis de conservação de massa e quantidade de movimento para escoamento unidimensional,  $Q[\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$  é a vazão,  $t[\text{s}]$  é o tempo,  $x[\text{m}]$  é a coordenada espacial no eixo longitudinal do rio,  $b[\text{m}]$  é a largura da seção transversal do rio na elevação da superfície livre,  $q_{cat}[\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$  é a contribuição lateral da bacia local (e.g. soma dos escoamentos de base, sub e superficial da mini-bacia,  $q_{fl}$  é o fluxo entre rio e planície,  $h[\text{m}]$  é a profundidade da água,  $g[\text{m} \cdot \text{s}^{-2}]$  é a aceleração da gravidade,  $A[\text{m}^2]$  é a área de seção transversal perpendicular à direção de escoamento,  $S_0 [\text{m} \cdot \text{m}^{-1}]$  e  $S_f [\text{mm}^{-1}]$  são as declividades de fundo e de atrito. A declividade de atrito é estimada utilizando a equação de Manning. As confluências são modeladas utilizando a equação de continuidade e uma equação de energia que considera as perdas locais e o termo de energia cinética (Cunge et al., 1980).

Os trechos de rio são discretizados em diversas seções transversais, para as quais as variáveis hidráulicas são computadas. O modelo ainda divide as mini-bacias em unidades de planície, que são as áreas entre duas seções transversais onde o fluxo rio-planície e o armazenamento na planície são computados.

A inundação das planícies é realizada utilizando um modelo simples de armazenamento (Cunge et al., 1980) que assume: (i) a velocidade paralela ao canal é nula na planície; (ii) as unidades de planície atuam somente como áreas de armazenamento; (iii) o nível de água na planície é igual ao nível de água no canal principal. Considerando essas hipóteses básicas e a lei de conservação de massa, o fluxo entre rio e planície é dado por:

$$q_{fl} = \frac{A_{fl}(z)}{dx} \frac{\partial h}{\partial t} = L(z) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde:  $A_{fl} [\text{m}^2]$  é a área inundada e  $L [\text{m}]$  é o comprimento equivalente da planície de inundação, medida em cada unidade de planície de inundação. O sistema de equações diferenciais parciais é resolvido utilizando um método numérico de diferenças finitas linear e implícito similar ao de Preissman (Cunge et al., 1980).

Uma vez que o modelo simula uma rede de canais com uma enorme quantidade de confluências, a forma discretizada das equações consiste num sistema linear não-simétrico e esparsa. Dessa forma, para obter uma melhor eficiência computacional, a solução da matriz utiliza um método de eliminação de Gauss modificado baseado no método de armazenamento tipo skyline. Esse método foi desenvolvido por Tucci (1978) e aperfeiçoado por Paiva et al. (2011).

Os parâmetros da geometria da rede de canais e planície de inundação são obtidos utilizando algoritmos de geoprocessamento operados sobre um modelo digital de elevação (MDE) (Paiva et al. 2011). A seção transversal do rio é parametrizada, em forma retangular, a partir de relações geomorfológicas e estimativas de fundo da calha do rio. O algoritmo realiza o delineamento de "unidades de planície" discretas para cada sub-trecho da rede e extrai uma curva cota x área para cada um delas. Além disso, são aplicadas correções para remoção de erro de vegetação e efeitos de linha de água no MDE. Os resultados de manchas de inundação, ou seja, as linhas da superfície da água no plano 2-D são computadas a partir dos níveis de água 1-D obtidos do modelo, representados no MDE.

### **3.2 Aplicação do MGB-IPH na Bacia Amazônica**

Neste trabalho foram utilizadas as mesmas configurações do modelo MGB-IPH utilizado para a simulação da bacia Amazônica nos estudos realizados por Paiva et al. (2013a).

Nessa aplicação o modelo, as forçantes climáticas de entrada foram os dados meteorológicos obtidos do conjunto de dados CRU CL 2.0 (New et al. 2002) e estimativas de precipitação por satélite do produto TRMM3B42 v6 (Huffman et al., 2007) que possui resolução espacial de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , em intervalo de tempo diário para um período de 12 anos (1998-2009). Os parâmetros do modelo relacionados ao balanço de água do solo foram calibrados utilizando dados de vazão diários de estações fluviométricas. A seguir, validação do modelo foi realizada utilizando: (1) dados diários de nível de água e vazão das estações fluviométrica; (2) dados de nível de água obtidos por altimetria do satélite ENVISAT (Santos da Silva et al., 2010) disponível em 212 locais e órbita de 35 dias; (3) dados mensais de armazenamento de água terrestre (TWS) obtidos da missão espacial GRACE (Frappart et al. 2011a; 2011b); e (4) extensão mensal de áreas inundadas por Papa et al. (2010). As simulações estiveram de acordo com as observações, e obtenção dos índices de Nash e Sutcliff (ENS) relativamente altos:  $ENS > 0.6$  em 70% das estações fluviométricas;  $ENS > 0.6$  em 60% dos pontos de nível de água obtidos por altimetria;  $ENS = 0.71$  para extensão total de áreas alagadas e  $ENS = 0.93$  para o armazenamento de água terrestre (TWS). As Figura 15 e Figura 16 apresentam a discretização do modelo e a variação de água armazenada nos compartimentos solo, água subterrânea e superfície.

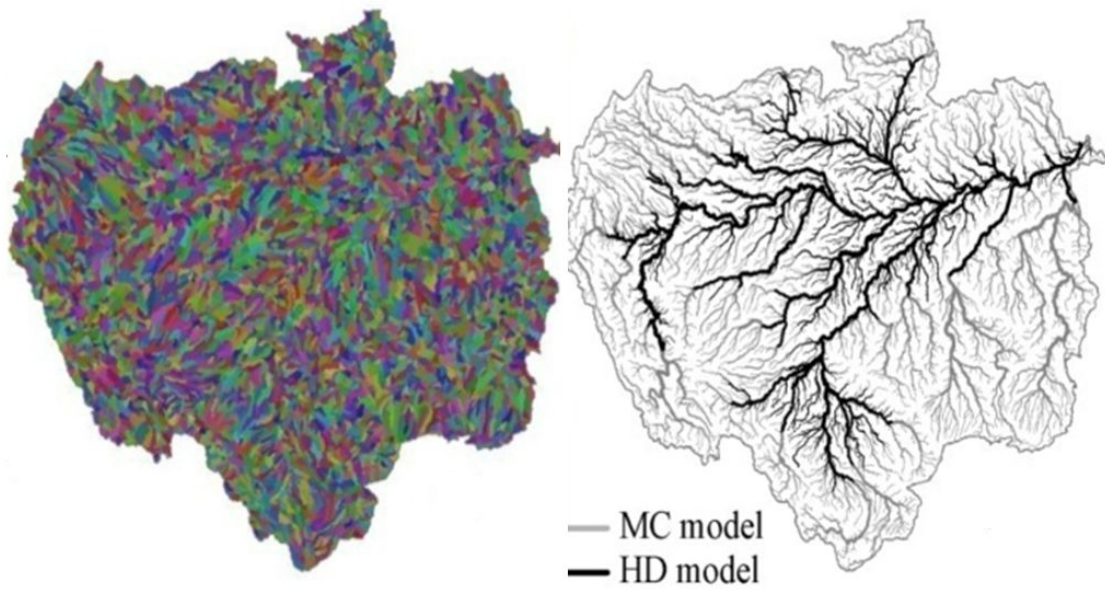


Figura 15. Discretização espacial da bacia (esquerda) e trechos com propagação por Muskingum-Cunge ou Hidrodinâmica (direita) da bacia Amazônica no MGB-IPH (fonte: Paiva, 2013a)

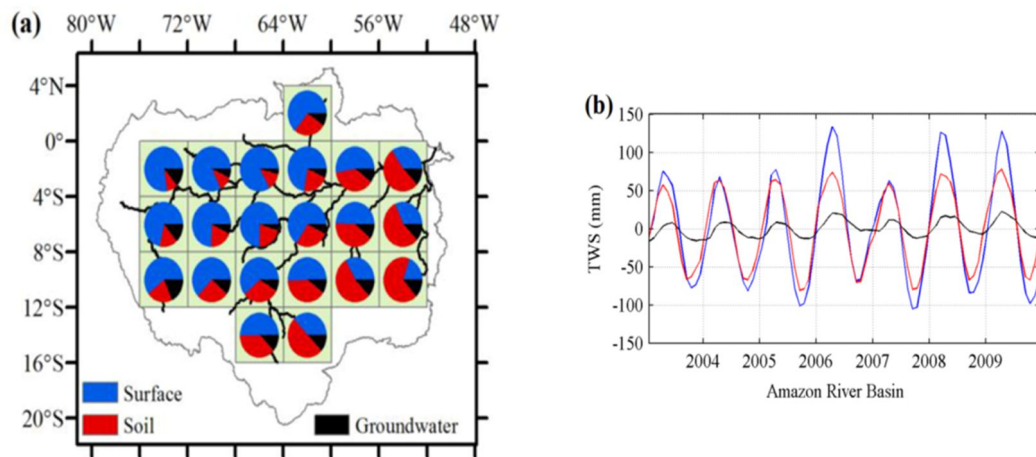


Figura 16. Variação do percentual de água superficial, no solo e subterrâneo (esquerda) e série temporal do total armazenado por compartimentos (direita) simulados no MGB-IPH (fonte: Paiva, 2013a).

### 3.3 Desenvolvimento do Modelo Hidrológico de Rastreamento

#### 3.3.1 Apresentação

Neste trabalho, é proposto um modelo lagrangiano que seja capaz de simular e acompanhar a trajetória de parcelas de água em bacias hidrográficas. A principal premissa foi considerar a construção de um modelo para fluxo de parcelas de água em um sistema de volumes de controle genérico. Por outro lado, a idealização e o desenvolvimento foi realizado considerando a integração modelos hidrológicos de grande escala, não limitado a, mas em especial, ao MGB-IPH. É possível destacar os seguintes aspectos que motivam o desenvolvimento de um abordagem alternativa.

- modelos lagrangianos permitem a obtenção direta da distribuição do tempo de viagem e tempo de residência
- a Bacia Amazônica é enorme, para tanto a mesma é dividida em sub-bacias menores (i.e. mini-bacias), compostas por duas unidades: trecho de rio e várzea de inundação
- o modelo hidrológico-hidrodinâmico fornece os volumes e fluxos de água em para cada unidade de cada mini-bacia
- porém a transferência de água do rio para a planície não é realizada por campos de velocidade, sendo que os conceitos de modelagem lagrangiana determinística apresentados no cap. 2 não podem ser aplicados na sua totalidade, nesse caso.

Para o desenvolvimento foram consideradas as premissas sobre o movimento das parcelas de água (ou partículas) na sua representação do modelo hidrológico, por exemplo:(i) o escoamento nos rios é unidimensional e (ii) as planícies de inundação atuam como reservatórios de armazenamento. É conhecido que essas duas premissas não são válidas para determinados trechos da bacia Amazônica onde a linha de água apresenta variação ao longo da seção transversal, com desenvolvimento de fluxo bidimensional (Alsdorf et al. 2007). No entanto, como o presente estudo possui uma abordagem de processos na grande escala (i.e. bacia inteira), e não uma investigação de alta resolução assume-se que essas simplificações são aceitáveis. De fato, a aplicação do MGB-IPH na Bacia Amazônica por Paiva et al. (2009, 2011, 2013a) resultou numa validação satisfatória para vazões, níveis de água medidos *in situ* e obtidos por altimetria de satélite, TWS e áreas alagadas e corrobora o uso do mesmo na investigação de processos hidrológicos e hidrodinâmicos, bem como das origens, fluxos e caminhos da água.

O modelo descrito a seguir considera a discretização espacial do modelo hidrológico em mini-bacias, compostas por duas unidades: (i) rio ou canal principal e (ii) planície de inundação. Os métodos de propagação de escoamento acoplados a modelos hidrológicos costumam permitir

transições mais abruptas nas propriedades geométricas do canal. Esse aspecto é contrastante em relação à aplicação usual dos métodos lagrangianos em modelos hidrodinâmicos e de transporte eulerianos, pois esses costumam determinar campos de velocidades com transições mais suaves. Além da discretização do modelo hidrológico, pequenas descontinuidades nas velocidades podem decorrer também da superposição linear de termos fontes na equação da continuidade (e.g. vazões laterais da bacia e contribuições de trechos de montante).

### **3.3.2 Descrição do Modelo Conceitual**

O modelo conceitual para o rastreamento de parcelas de água foi desenvolvido considerando a estrutura do modelo hidrológico/hidrodinâmico, em especial, as duas principais características:

- os canais são simulados considerando o escoamento unidimensional (e.g. no sentido principal do escoamento)
- as planícies de inundação são representadas de forma simplificada, onde as vazões, cotas e volumes dependem de relações cota-área-volume em uma representação de dimensão espacial "zero" (e.g. reservatório concentrado).

Em vista dessa descontinuidade de dimensão espacial entre canal e planície de inundação, a representação determinística da trajetória de parcelas de água pelas Eq.6 e Eq.7 não é direta, pois a solução numérica resulta na solução adequada dos fluxos calculados, enquanto a estimativa das velocidades no sentido rio-planície de inundação estaria sujeita a considerações e incertezas relativas, por exemplo, as hipóteses sobre a largura efetiva da planície de inundação, as bases de dados para delineamento físico dessa interface de fluxo, bem como a representação (ou não) de mecanismos hidráulicos existentes em planícies de inundação, tais como diques e canais.

Para tanto, consideramos em uma abordagem probabilística para a representação do processo de transporte e rastreamento de partículas, ou ainda, parcelas de água. Partindo da hipótese básica de que uma partícula localizada do canal principal tem uma chance de se deslocar para a planície de inundação e vice-versa, a estimativa dessa probabilidade de transição é calculada considerando a orientação, magnitude do fluxo lateral, bem como o volume no trecho ou planície de inundação. As Figura 17 e Figura 18 apresentam o modelo conceitual para o fluxo de partículas entre volumes de controle.

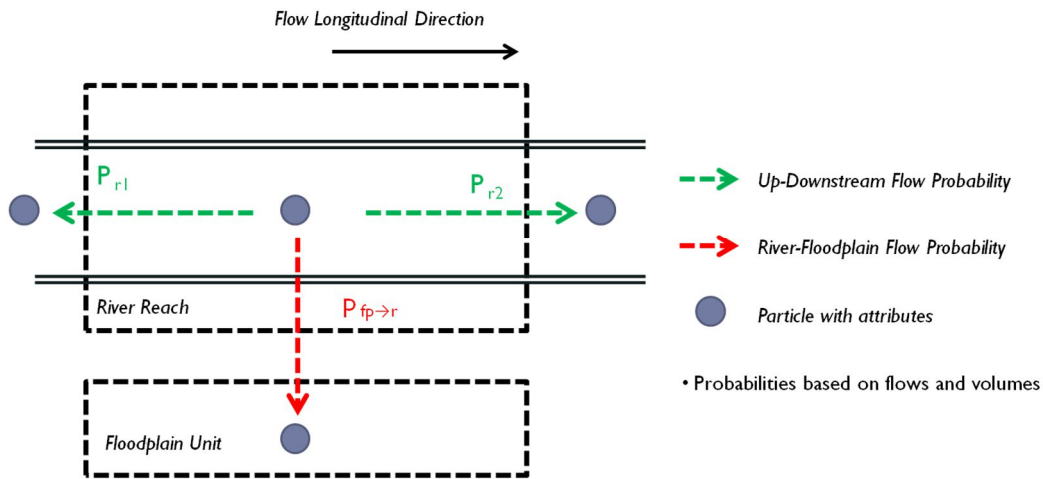


Figura 17. Representação da probabilidade da partícula (parcela de água) sair do trecho de canal

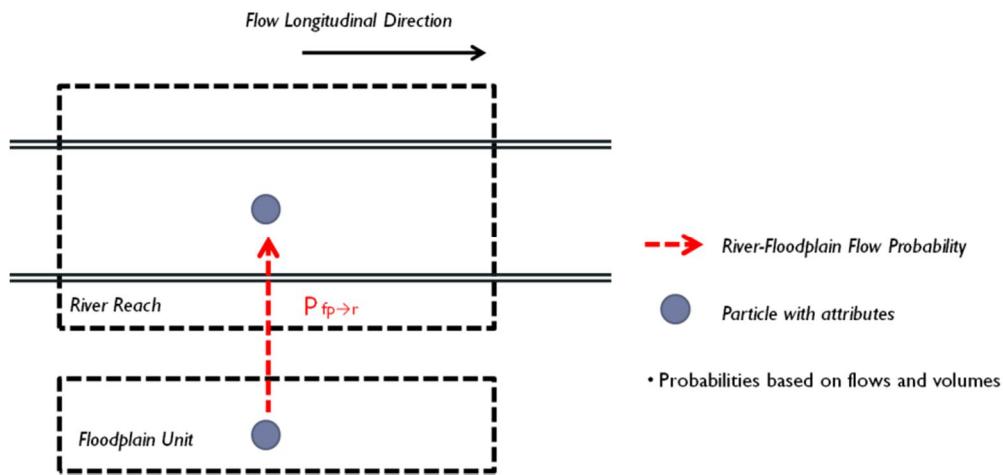


Figura 18. Representação da probabilidade da partícula (parcela de água) sair da planície de inundação

### 3.3.3 Construção do Modelo Probabilístico

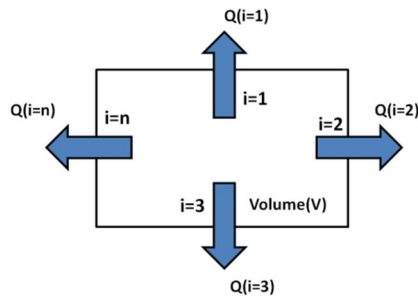
Considere que em determinado intervalo de tempo, um volume de controle possui volume ( $V$ ) e que a vazão total saindo por múltiplos caminhos  $j$  é igual a  $Q = \sum Q_j$  ( $m^3/s$ ).

O número médio de partículas que saem do volume de controle no intervalo de tempo  $\Delta t$  - ou frequência - é função da vazão total e do volume atribuído a uma parcela de água,  $\delta$  ( $m^3$ /parcela):

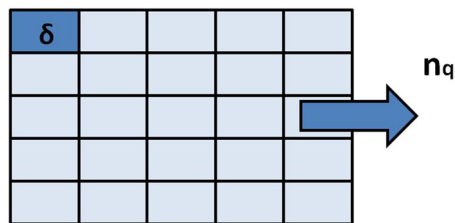
$$n_Q = \frac{Q\Delta t}{\delta} \quad (\text{Eq. 14})$$

Portanto, o número de parcelas de água no volume de controle pode ser estimado:

$$n_v = V/\delta \quad (\text{Eq. 15})$$



**Figura 19. Volume de controle e vazões no modelo probabilístico**



**Figura 20. Representação de parcelas de água no volume de controle**

Considerando que a probabilidade de ocorrência de um evento denominado 'saída de parcela de água' depende do tamanho do intervalo de tempo, podemos assumir que a distribuição do fluxo de parcelas de água pode ser representado por um processo de Poisson.

A distribuição de Poisson mostra a probabilidade de um determinado número  $k$  de eventos ocorrerem em um intervalo de tempo ou espaço fixo se esses eventos ocorrem em uma taxa média conhecida ( $\lambda$ ) e de forma independente do tempo do último evento. É representada pela equação:

$$f = P(X = k) = \frac{(\lambda)^k e^{-\lambda}}{k!} \quad (\text{Eq. 16})$$

Nesse modelo de distribuição a média e variância são dadas pelo parâmetro  $\lambda$ . Se considerarmos uma sequência de experimentos de Poisson, a probabilidade de ocorrência  $k$  ou menos eventos em  $n$  tentativas é dada por:

$$F = P(X \leq k) = e^{-\lambda} \sum_{m=0}^k \frac{\lambda^m}{m!} \quad (\text{Eq. 17})$$



Considerando o evento 'uma parcela sai do volume de controle', o parâmetro  $\lambda$  será representado pela frequência média de parcelas que saem do volume de controle em um intervalo de tempo  $\Delta t$ :

$$\lambda = \frac{Q\Delta t}{\delta} \quad (\text{Eq. 18})$$

Podemos obter a probabilidade de 'nenhuma parcela sair do volume de controle' é dada para  $k = 0$ .

$$p_0 = f(0) = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta}} \quad (\text{Eq. 19})$$

No entanto, precisamos saber a probabilidade individual de uma determinada parcela permanecer ou sair do volume de controle. Para tanto, vamos considerar a decisão de  $n_v$  parcelas ficarem no volume de controle dentro de um passo de tempo  $t$ , como a repetição de  $n_v$  experimentos independentes com probabilidade  $p'$  de "sucesso/permanece" e  $(1-p')$  de "fracasso/sai". Seja o número de sucessos  $k$ , então temos a probabilidade dada pela distribuição Binomial:

$$\Pr(X = k) = \binom{n_v}{k} p'^k (1 - p')^{n_v - k} \quad (\text{Eq. 20})$$

Se considerarmos como "sucesso" uma parcela ficar no volume de controle, temos a probabilidade de todas as parcelas ficarem ( $k = n_v$ ) dada por:

$$\Pr(X = n_v) = \binom{n_v}{n_v} p'^{n_v} (1 - p')^{n_v - n_v} \quad (\text{Eq. 21})$$

Donde,

$$\Pr(X = n_v) = p'^{n_v} \quad (\text{Eq. 22})$$

Essa probabilidade de todas as parcelas ficarem no volume de controle ( $\Pr$ ) deve ser igual à probabilidade de nenhuma parcela sair do volume de controle obtida anteriormente ( $p_0$ ). Igualando a Eq. 22 com a Eq. 19, temos:

$$p'^{n_v} = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta}} \quad (\text{Eq. 23})$$

Assim, a probabilidade de uma parcela ficar no volume de controle pode ser descrita por:

$$p' = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta n_v}} = e^{-\frac{Q\Delta t}{V}} \quad (\text{Eq. 24})$$

A probabilidade de uma parcela sair do volume de controle é a complementar, logo:

$$q = 1 - p' = 1 - e^{-\frac{Q\Delta t}{V}} \quad (\text{Eq. 25})$$

Se considerarmos que a probabilidade ( $q_{ip,j}$ ) para sair para cada caminho segue uma distribuição uniforme, sendo proporcional à vazão, então a chance de uma partícula  $ip$  sair por um caminho  $i$  é dada:

$$q_{ip,j} = (1 - e^{-\frac{Q\Delta t}{V}}) \frac{Q_j}{\sum Q_j} \quad (\text{Eq. 26})$$

A Eq. 26 representa a equação geral para estimar as probabilidades de movimento de uma parcela em um volume de controle. Dessa forma, a Eq. 26 pode ser utilizada para realizar uma simulação probabilística do movimento de várias parcelas em uma bacia hidrográfica, a partir dos volumes e vazões conhecidos ao longo do tempo (e.g. obtidos por simulação hidrodinâmica) em cada volume de controle (e.g. rio ou planície de inundação).

### 3.3.4 Acoplamento com MGB-IPH e na Bacia Amazônica

A partir dos resultados (e.g. vazões, volumes, velocidades) da simulação hidrológica e hidrodinâmica obtidos pelo MGB-IPH já realizados, os modelos de simulação lagrangiana apresentados anteriormente podem ser utilizados para acompanhar a trajetória de parcelas de água na bacia Amazônica.

Uma vez desenvolvido o modelo numérico, a estratégia para obtenção e rastreamentos das informações pertinentes a investigação científica sobre as origens, caminhos e tempo de residência das águas na bacia Amazônica consiste em determinar atributos para partículas e domínios computacionais. Podemos citar para o presente alguns atributos considerados,

- parcelas de água:
  - mini-bacia de origem
  - localização, trajetória e distância percorrida
  - tempo percorrido em rio (i.e. canal principal)
  - tempo percorrido em planície de inundação
  - caminho hidrológico de origem da água (e.g. superficial, subterrânea)
  
- domínios:
  - número de parcelas de água
  - fluxo de parcelas de água
  - idade das parcelas de água (e.g. tempo de residência)

- tempo de viagem das parcelas de água
- origem das parcelas de água

Considerando a aquisição desses atributos, elencamos o potencial dessa abordagem ferramentas para responder inúmeras questões específicas, por exemplo:

- Qual a distribuição espacial e temporal do fluxo de idade e/ou tempo de viagem das parcelas de água em determinado ponto em período de cheia ou estiagem?
- Qual a composição das águas por origem (i.e. espacial ou temporal) de um determinado local, em determinado momento?
- Para determinado momento, em quais locais estão as parcelas de água inicializadas em regiões de interesse?
- Qual o fluxo de água entre domínios definidos?
- Qual o efeito das planícies de inundação no fluxo de massa/partículas?

Assim, a metodologia proposta possui um caráter bastante exploratório, sendo possível avaliar períodos específicos ou domínios específicos, com enfoque (i) no rastreamento de parcelas de água desde sua injeção ou (ii) no conjunto de parcelas de água que passam por determinado trecho (i.e. análise do fluxo de parcelas).

No capítulo 4 é apresentado um artigo científico completo com aplicação da metodologia para estudar o fluxo de água entre rios e planícies de inundação da bacia Amazônica.

### **3.4 Avaliação do Modelo de Rastreamento Hidrológico**

Nesta seção foi realizada uma avaliação do modelo de rastreamento, apresentando a aplicação em um caso simplificado, num cenário onde a passagem da onda de cheia resulta em trocas de água entre um canal e planície de inundação. Dessa forma, demonstramos a viabilidade de utilização do mesmo método na bacia Amazônica.

Para avaliar o modelo de rastreamento proposto foi utilizada uma simulação hidrodinâmica de um evento de cheia hipotético em um canal sintético no software HEC-RAS 4.1.0. Dessa forma, as vazões e volumes obtidas do modelo hidrodinâmico foram utilizados como entrada para o modelo de rastreamento hidrológico. O modelo lagrangiano foi escrito em linguagem FORTRAN e utilizando a estrutura de volumes de controle (e.g. trechos de rio e planícies de inundação, similares a cada mini-bacia do MGB-IPH), visando a aplicação futura na bacia Amazônica. A discretização espacial e propriedades das mini-bacias utilizada equivale a discretização dos trechos de canal e planície realizada no HEC-RAS. Foi realizada uma avaliação da conservação de massa e uma comparação entre os fluxos obtidos pelo método de rastreamento com os esperados (i.e. da simulação hidrodinâmica). Por fim, uma análise expedita da distribuição dos tempos de viagem (i.e. fluxos de idade) das parcelas de água que passam na seção final do trecho foi realizada, considerando o caso com planície de inundação e sem planície de inundação.

#### **3.4.1 Simulação hidrodinâmica**

A simulação foi realizada no software HEC-RAS 4.1.0 considerando um canal com planície de inundação com as seguintes características (Figura 21 e Figura 22):

- largura do canal: 300 m
- profundidade do canal principal: 3 m
- declividade do canal principal: 0.00001 m/m
- largura da planície: 860m (cada lado)
- declividade do talude da planície:  $\sim 0.0017$  m/m
- coeficiente de rugosidade: 0.045 (Manning)
- discretização espacial ( $\Delta x$ ): 5000 metros (20 trechos, total de 100km)
- discretização temporal ( $\Delta t$ ) : 15 segundos

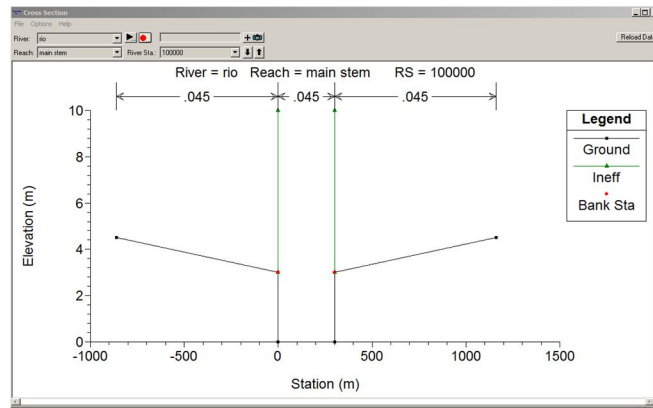


Figura 21. Seção transversal do canal hipotético

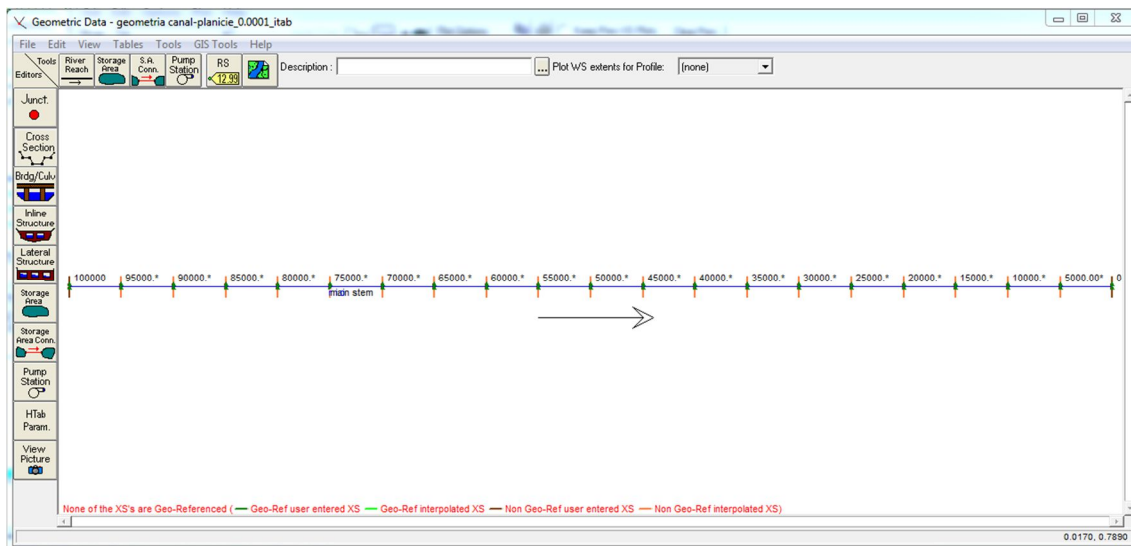


Figura 22. Representação Esquemática Longitudinal do Canal Hipotético

A planície de inundação foi representada como *storage area* no HEC-RAS, de forma a representar a condição de aplicação 0-dimensional do modelo conceitual, também previsto para aplicação do método no MGB-IPH. As variáveis de estado necessárias (e.g. volumes, vazões e velocidades por trecho) para o modelo lagrangiano armazenadas a cada 3600 segundos.

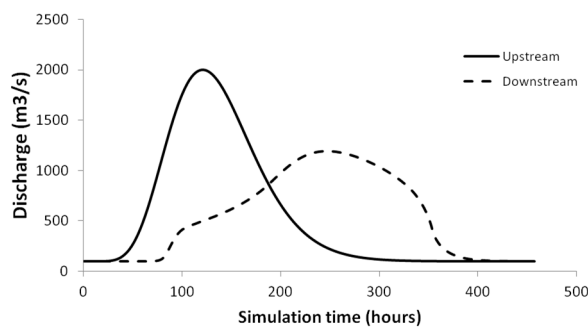
A condição de contorno de montante (e.g. hidrograma afluente) foi determinada pela equação 27 que permite traçar o hidrograma com base em parâmetros de interpretação física.

$$Q(t) = Q_b + (Q_p - Q_b) \left[ \frac{t}{T_p} \exp \left( 1 - \frac{t}{T_p} \right) \right]^\beta \quad (\text{Eq. 27})$$

Onde:  $Q_b$  é a vazão de base,  $Q_p$  é a vazão de pico,  $T_p$  é o tempo de pico e  $\beta$  é um parâmetro de curvatura do hidrograma foram definidos em  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $120\text{h}$  e  $8$ , respectivamente.

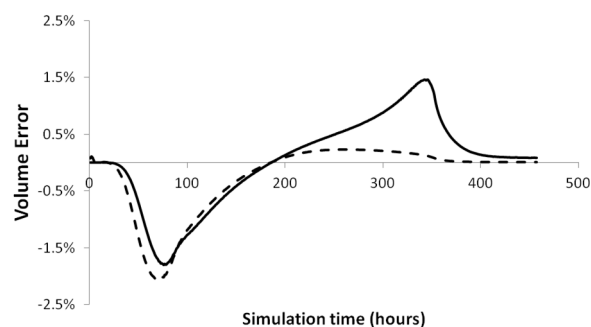
A condição de jusante foi determinada pela altura normal (e.g. *normal depth*) atribuída pela declividade de fundo do canal. Essa escolha equivale a utilizar a fórmula de Manning para estimar a declividade da linha de energia.

A Figura 23 apresenta o resultado da simulação na seção de jusante do canal, bem como o hidrograma afluente (e.g. condição de contorno). O hidrograma na seção de jusante apresenta um amortecimento devido o armazenamento de água na planície de inundação.



**Figura 23. Hidrograma afluente (condição de contorno) e hidrograma simulado na seção de jusante para o canal sintético com planície de inundação**

A simulação hidrodinâmica apresentou um erro numérico na conservação de massa (e.g. volume) da simulação total da ordem de  $10^{-5}$ . A evolução temporal do erro de massa é representada na Figura 24 e demonstra variações de  $-1.5$  a  $1.5\%$ .



**Figura 24. Erro numérico da solução hidrodinâmica em canal sintético**

Devido a simplicidade, o hidrograma resultante para o cenário do canal sem planície de inundação (não apresentado) é muito similar a condição de contorno de montante, com baixa

atenuação no pico e translação da ordem de 50 horas, com erros de conservação de massa desprezíveis.

### 3.4.2 Simulação com Modelo de Rastreamento

A Figura 25 apresenta o resultado da simulação lagrangiana probabilística obtidas em seções do meio, montante e jusante do canal. Utilizando um  $\delta$  de  $10000\text{m}^3$  e  $\Delta t$  de 3600 segundos é possível observar uma boa representação dos hidrogramas em todos os pontos, sendo que a diferença no volume total de  $-0.17\%$ . Testes realizados com  $\Delta t$  de 1800s, 1200s e 900s demonstraram erros da mesma magnitude.

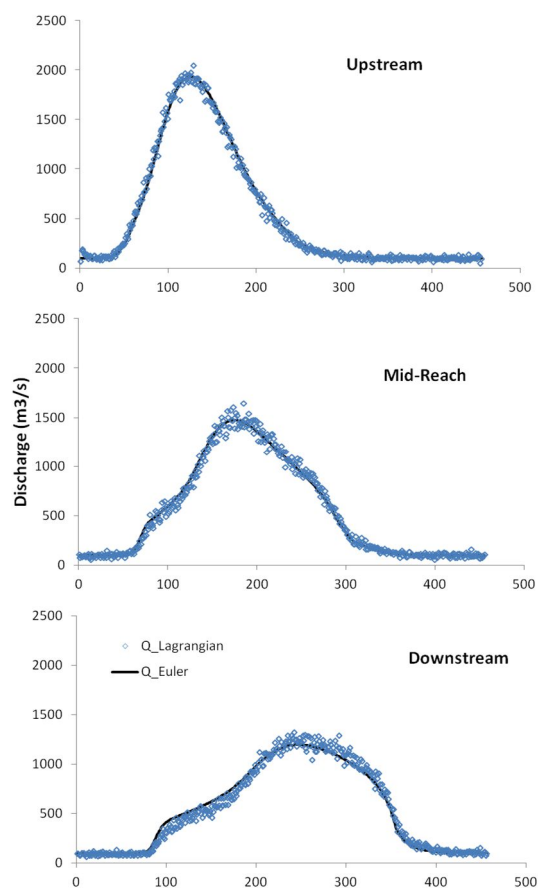


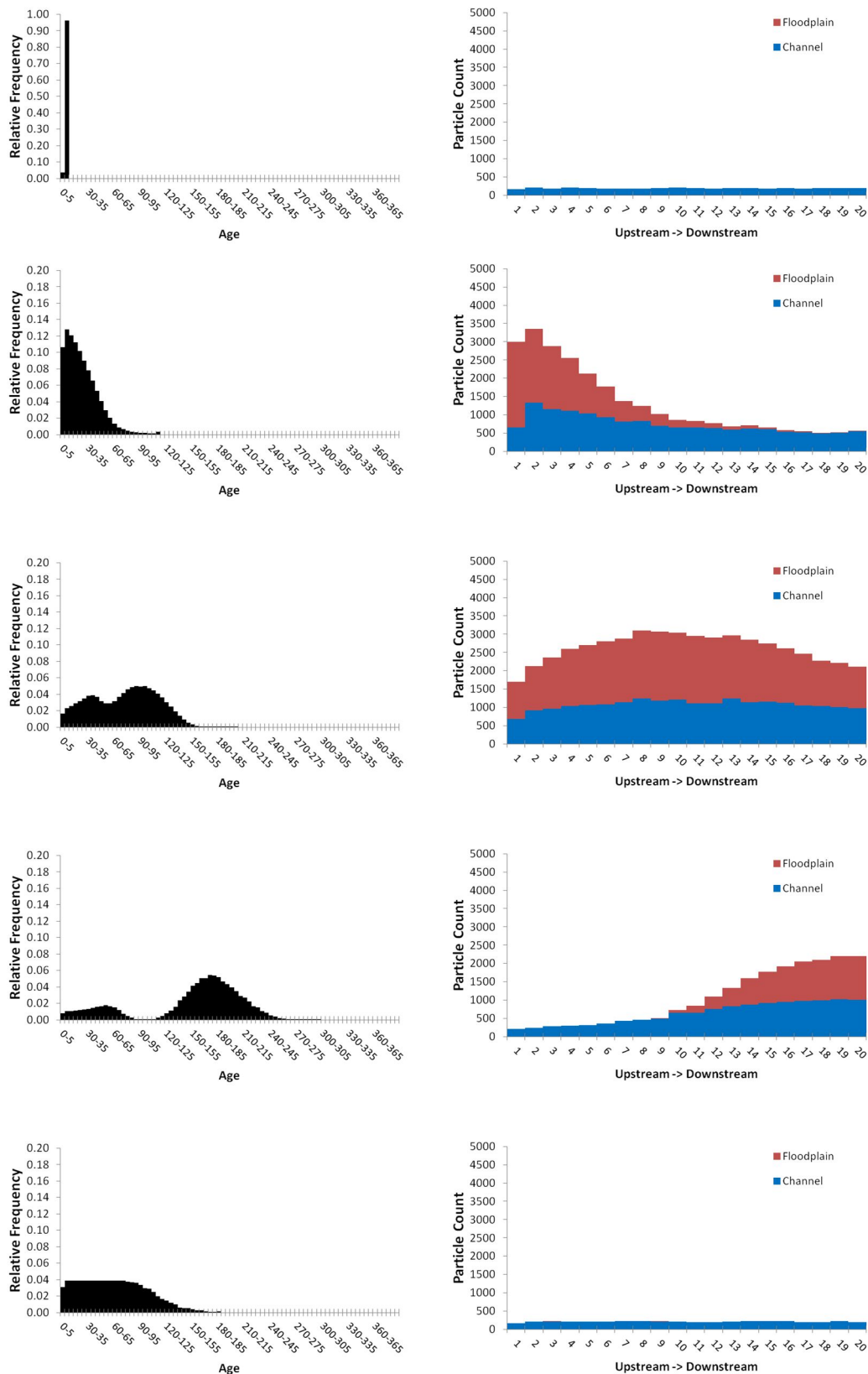
Figura 25. Hidrogramas simulados pelo modelo lagrangiano (azul) e euleriano (linha preta sólida)

Além de simular o fluxo de parcelas entre rio e planície de inundação num modelo com representação zero-dimensional de planície, a proposta atende também a capacidade de agregar informação sobre cada partícula e, portanto, do conjunto de parcelas. A distribuição do tempo

de residência, conforme descrito pela abordagem hidrológica, consiste em verificar a idade do conjunto de parcelas em determinado intervalo de tempo.

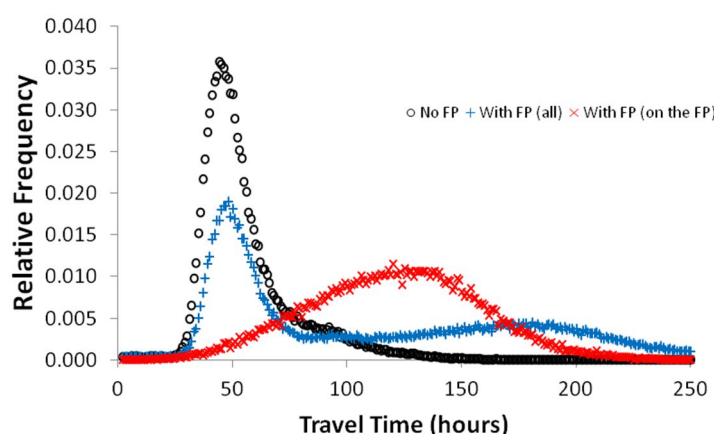
Sendo assim, a Figura 26 apresenta a frequência relativa da idade das parcelas(horas) em diferentes momentos da simulação. Inicialmente todas as partículas possuem idade próxima a zero. Em seguida, com a chegada da onda de cheia há um aumento na densidade de parcelas "jovens" no sistema, sendo que parte delas vai seguir no canal, enquanto outras são transferidas para a planície de inundação. A medida que a simulação evolui é possível observar uma separação do histograma de frequência, com parcelas com maiores menor idade, sendo as "mais velhas" as que passaram pela planície de inundação. Por exemplo, na quarta janela de tempo da Figura 26, existe uma alta densidade de parcelas com idades que flutuam entre  $160 \pm 40$  horas, mas também um conjunto de parcelas mais jovens, com idades próximas à 30 horas. Ao final da simulação, quando o sistema volta a vazão de base, a maior parte das parcelas possui menos de 120 horas de idade.



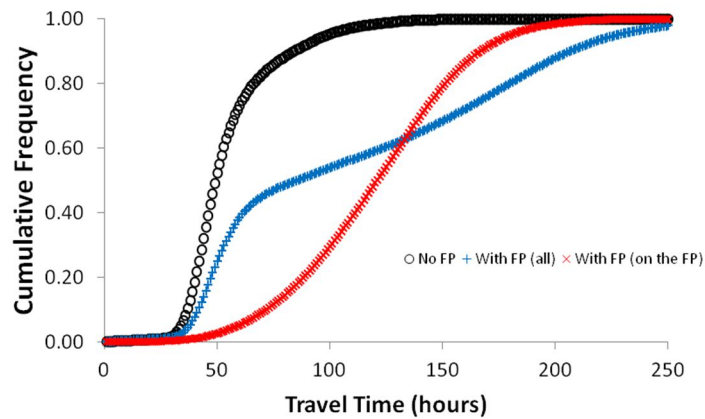


**Figura 26. Evolução temporal da distribuição do conteúdo de idade (esquerda) e quantidade de parcelas de água armazenados (a direita), em diferentes momentos da simulação: condição inicial, início da onda de cheia, meio da onda de cheia, fim da onda de cheia, fim**

Outro aspecto que pode ser explorado é a distribuição de frequência dos tempos de viagem (i.e. obtido pelo fluxo de idade) das parcelas. Na Figura 27 são apresentadas as curvas de frequência obtidas a partir do tempo de viagem de todas as parcelas que saíram do sistema durante todo o período de simulação, em dois cenários diferentes: (1) um canal sem planície de inundação (em preto); e (2) o canal com planície de inundação (em azul, para todas as partículas; em vermelho, isola-se o tempo percorrido na planície de inundação). Para um canal sem planície de inundação é possível verificar um comportamento uni modal para o evento de cheia, com a maioria das partículas concentradas próximo a 50 horas de viagem. No caso do mesmo canal, mas com a planície de inundação é possível verificar um alteração marcante na distribuição do tempo de viagem, em especial, no aumento de idades maiores (linha azul). Nesse caso, houve uma distorção que se aproxima de uma distribuição bimodal, devido ao aumento no tempo de viagem das parcelas que são transferidas para a planície de inundação. A curva vermelha apresenta a distribuição do tempo percorrido na planície e o espalhamento nos pontos resulta de que(i) as parcelas poderem ser deslocadas entre canal principal e planície em diferentes pontos dos 100km do trecho e (ii) porque podem ter permanecido mais ou menos tempo na planície. A Figura 28 demonstra as mesmas curvas em forma de funções cumulativas de probabilidade o que permite identificar os pontos de distorção e também associar a probabilidade de uma parcela de água percorrer o trecho ser maior, menor (ou num intervalo) de tempo de viagem. Por exemplo, para o cenário 1 (linha preta), é possível estimar que o tempo de viagem seja menor que 60 horas na maioria dos casos (i.e. percentil 80%) abaixo de 70 horas; já para o cenário 2 (em azul), os tempos de viagem se concentram entre 50 e 200 horas, devido a passagem pela planície de inundação.

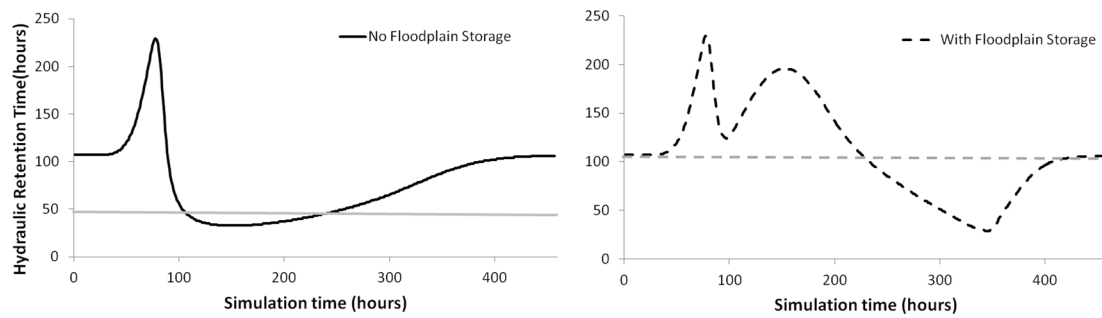


**Figura 27. Frequência relativa do tempo de viagem total das parcelas de água que passaram pelo exutório no cenário 1 (canal sem planície, em preto) e cenário 2 (canal com planície, em azul); e o tempo percorrido dentro das planícies(cenário 2, em vermelho)**



**Figura 28. Frequência acumulada do tempo de viagem total das parcelas de água que passaram pelo exutório no cenário 1 (canal sem planície, em preto) e cenário 2 (canal com planície, em azul); e o tempo percorrido dentro das planícies (cenário 2, em vermelho)**

Para explorar a escala de tempo dada pelo parâmetro tempo de retenção hidráulica, utilizamos o mesmo trecho de rio simulado (e.g. com e sem planície de inundação) para aplicar esse conceito e demonstrar como a planície de inundação pode alterar as propriedades do escoamento e também as limitações de sua utilização num sistema com regime não-permanente. Sendo assim, a Figura 29 apresenta o tempo de retenção hidráulica médio calculado pela expressão  $Tr=V/Q$ , a partir do volume e vazão média, bem como a evolução temporal do tempo de retenção hidráulica instantâneo. No caso sem planície de inundação, o tempo de retenção hidráulica aumenta inicialmente devido ao armazenamento de água com a chegada da onda de cheia e depois segue com uma redução abrupta a partir do momento em que a vazão no exutório começa a se aumentar. Ao final da simulação o tempo de retenção se aproxima de 100 horas para a condição de vazão de base, enquanto a estimativa média pelos valores médios é da ordem de 50 horas. Na presença de planície de inundação, o tempo de retenção hidráulica apresenta um comportamento similar no início da cheia, porém com um segundo período de maior valor devido ao incremento de volume armazenado na planície. Esse exemplo demonstra que tanto as características da onda de cheia, quanto do canal e da planície de inundação podem afetar a escala de tempo da renovação de águas de um sistema. No caso de sistemas onde o ciclo de cheia é lento (i.e. duração de meses), sugere-se que essa particularidade deve ser bastante importante.



**Figura 29. Evolução temporal do tempo de retenção hidráulica para um canal sem planície de inundação (esquerda) e com planície de inundação (a direita)**

#### **4. ARTIGO: HYDROLOGICAL PARTICLE-TRACKING OF THE AMAZON**

Neste capítulo é apresentado um artigo completo que constitui o núcleo do trabalho de tese, integrando os elementos apresentados nos demais capítulos, sendo submetido para avaliação no editorial de um periódico com revisão por pares. O artigo foi intitulado “Hydrological Particle-Tracking of the Amazon Surface Waters”.

# HYDROLOGICAL PARTICLE-TRACKING OF THE AMAZON SURFACE WATERS

## INTRODUCTION

Freshwater ecosystems are an important component in global hydrologic and carbon cycles (Richey et al. 2002; Alsdorf et al., 2007a; Cole et al. 2007) providing several services that contribute to human well-being such as climate and flood regulation, water supply, fish, transport of water, nutrients and materials (MEA, 2005; Brauman et al. 2007). Costanza et al. (2014) estimated the economic value of wetlands, river and lakes to be ~US\$28.9 trillion/yr (Purchasing Power Parity) which represents about 38% of the total terrestrial biome aggregate value. Despite their importance, the global freshwaters are under influence of hydrological alterations associated to increased water demand, climate change shifts and other human-related activities such as land cover change, river flow regulation and draining marshes (Vorosmarty et al. 2000; 2010; Rosemberg et al. 2000; Dudgeon et al. 2006; Prigent et al. 2012). While the freshwater environments are under human and climate change pressure (Wohl et al. 2012), the existing in situ gauge networks are sparse when compared to the wide range of spatial scales of water bodies and its inherent temporal variability (i.e. daily to seasonal) (Alsdorf et al. 2007a; Downing et al. 2009; Papa et al. 2010) limiting our ability to fully understand and address the management of the freshwater ecosystems.

In this context, the knowledge and analysis of the seasonal and interannual variations in water flow, storage and the extent of floodplains and wetlands are particularly important (Alsdorf et al. 2007a; Prigent et al. 2007). The floodplains regulate the river discharges and play a major role in the flood wave attenuation and peak reduction in large basins (Yamazaki et al. 2011; Paiva et al. 2013, Fleischmann et al. 2016). Understanding floodplain inundation dynamics is complex because the flow patterns includes diffuse transport across broad flat pans, lakes with different morphologies, and drainage throughout channels with variable sizes, also subject to changes in vegetation densities (Mertes et al., 1995; Alsdorf et al. 2007a). As the discharge in rivers is often measured in channel cross sections with simple geometry and in-situ measurements of water surface elevation along the extent of large floodplains is impractical, quantification of water surface fluxes between the main channel and its floodplain is not trivial (Alsdorf et al. 2007b). Floodplains receives a rich variety of water sources such as those from over-bank inundation flows (regional), local tributaries water, direct precipitation, hyporheic and groundwater (Richey et al. 1989), such that limnological and ecological conditions in floodplain lakes and wetlands are intimately associated with flooding dynamics (Junk et al. 1989; Junk 1997; Melack et al. 2009). For instance, the Amazon inland waters transport and outgas large amounts of carbon dioxide and methane that are significant in the regional carbon

cycle (Richey et al. 2002; Moreira-Turcq et al. 2003; 2013; Melack et al. 2009; Rasera et al. 2013; Abril et al. 2014) and inundation dynamics also influence vegetation structure (Ferreira-Ferreira et al. 2015; Junk et al. 2011), sediment transport (Mertes, 1994; Bourgoïn et al. 2007; Dunne et al. 1998), fish distributions and fisheries yield (Junk et al. 2007; Lobón-Cervia et al. 2015). The river-floodplain water exchanges is associated with the travel times of the flood pulse in tropical systems and strongly influence the dynamics of organic matter, oxygen and CO<sub>2</sub> (Zuidgeest et al. et al. 2016). Finally, future changes in climate and hydrology are likely to alter floodplain inundation and related ecological conditions in associated ecosystems (Melack and Coe, 2013; Sorribas et al. 2016).

In recent years, the formulation of storage and movement of surface water components was improved in regional to continental-scale river routing models, which now provide capabilities to estimate water levels, inundation extent variation and overbank flows on floodplains (Coe et al. 2002, 2008; Decharme et al. 2011; Wilson et al. 2007; Trigg et al. 2009; 2012; Beighley et al. 2009; Yamazaki et al. 2011; Paiva et al. 2011; Neal et al. 2012; Paiva et al. 2013; Rudorff et al. 2014a; 2014b). Although there is a large number of land-surface hydrology and hydraulic models for the Amazon basin, the quantification of the water exchange between main-channel and floodplains is overlooked and the time scales for surface water renewal and mixture of waters at the basin scale is yet to be explored.

At present, two contrasting findings on the river-floodplain water fluxes for the Amazon basin are reported: Richey et al. (1989) coupled in situ discharge data from the main-stem and a simplified river routing method to estimate that 30% of the water in the main channel derives directly from water stored in floodplains or from local sources that flows through the floodplains; on the other hand, recent analyses of water storage change based on water level data and remote sensing products (Alsdorf et al. 2010) suggests water exchange between river and floodplains is less than 10% of the main stem discharge. Detailed hydrological studies based on in situ data also exist for the Lake Calado (Lesack & Melack, 1995) and Lago Grande do Curuai (Bourgoïn et al. 2007; Bonnet et al. 2008) and provides additional insights on the local water balance. The exchange of river water to the floodplain accounted for 21% (at Lake Calado) and 77% (at Lago Grande do Curuai) of the total net storage in these systems. Among other factors, the ratio of local catchment area (CA) and floodplain area (FA) (Calado: CA/FA = 7, Curuai: CA/FA = 2) has been used to explain differences in hydrological contributions and chemical characteristics among these floodplain lakes. Recently, the dynamics of the Lago Grande do Curuai hydrology was simulated using the LISFLOOD-FP and indicated that although the river-floodplain water exchange discharge represents on average a small fraction (0.75%) of the discharge at Amazon river discharge at Óbidos, the local river inundation corresponds to 82% of inputs from all water sources in the

floodplain (Rudorff et al. 2014b). The transit times of water flows of the Amazon basin have been estimated at about 20 to 60 days (i.e. surface and groundwater) using water-stable isotopes (Mortatti et al. 1997; Tardy et al. 2005; Bustillo et al. 2010; 2011), which is coherent to the duration of annual rainfall and flooding cycle.

The Amazon basin waters are often categorized according to the amount of sediment and dissolved solids transported by the parent rivers: (i) white-water rivers drains from the Andes, form fertile floodplains called várzeas, and are rich in sediment loads and electrolytes; (ii) black-waters and clear-waters often drain from tertiary sediments and Brazilian and Guyana Shields, forming infertile floodplains called igapó (Junk et al. 2011), however the classification of the water is still under debate (Rios-Villamizar et al. 2014). The central plains or lowland portion of the basin is composed by several floodplain lakes, which respond to the annual flooding regime and comprises a mixture of waters originated in upstream rivers and local catchment (Forsberg et al. 1988; Richey et al. 1989). The water composition in these lakes have been associated to the annual flooding cycle phases and play a significant role in the biogeochemical cycle of the basin (Melack and Forsberg, 2001; Tardy et al. 2005; Cullmann et al. 2006). At the lower reaches of the Solimões (at Óbidos) a hysteresis behavior is observed for the TSS (total suspended solids, Meade, 1994; Guyot, 2005; Filizola & Guyot, 2009; Filizola et al. 2011; Martinez et al. 2009) and TDS (Moquet et al. 2016) in relation to the discharge, which is associated to the seasonality and timing of the main tributaries (i.e. Solimões, Madeira e Negro) discharges and its solids concentrations.

Given the scale and complexity of the Amazon basin, the understanding of processes related to the (i) water exchange between main-channel and floodplains and (ii) water mixture and composition is not fully understood. In this paper we describe the development of a novel water-packet tracking model - named HTM (Hydrological Tracking Model) - which is coupled to the MGB-IPH large-scale hydrological model. We use numerical simulations to investigate catchment time scales characteristics (e.g. such as the travel time and age of water), the water exchange between main-channel and adjacent floodplains, but also the mixing of the Amazon River Basin waters. Finally, we demonstrate the proposed model potential for hydrologic modeling studies while addressing the following scientific questions: what is the amount of water that flows through Amazon rivers and floodplains? What is the in-stream travel time of river and floodplain waters? What are the sources of waters in the Amazon?



## TIME SCALE PARAMETERS AND TRACKING MODELS

Time scales parameters such as the travel time, residence time (and water age) can be used to compare the relative importance between physical, chemical and biological water processes (Lucas et al. 2009; 2010). In the last decades, time scale parameters provided insights about water renewal in different environments such as estuaries and oceans (Delhez et al. 1999; Shen & Haas, 2004; Cucco & Umgiesser, 2006; Sheldon & Aber, 2006; de Brauwere, 2011; Wan et al. 2013), groundwater (Dagan & Nguyen, 1989; Dagan et al. 1992; Varni & Carrera 1998), lakes (Monsen et al. 2002) and small catchments (Rinaldo & Marani et al. 1987; McGuire & McDonnell, 2006; McDonnell et al. 2010; Hrachowitz et al. 2013). The time of concentration and travel time parameters are also required for hydraulic and drainage design at local scale (Maidment, 1992; NRCS, 2010). The time water spends moving through the catchment is an important control for biogeochemical cycles and contaminant persistence (McGuire & McDonnell, 2006). In the hydrology sciences perspective, the catchment travel time, residence time (catchment age content) and age flux are used to investigate patterns of hillslope/catchment response and chemical dynamics of instream waters (Beven et al. 2010; Botter et al. 2011; Rinaldo et al., 2011; Bennetin et al. 2013; Hrachowitz et al. 2013), or the catchment sensitivity to anthropogenic inputs or landuse changes (Landon et al. 2000; Turner et al. 2006).

The catchment travel time can be estimated using environmental tracers based on the water molecule itself such as  $^{18}\text{O}$  (oxygen-18),  $^2\text{H}$  (deuterium) and  $^3\text{H}$  (tritium), but the usefulness of each one depends on the tracer itself, the catchment input (e.g. precipitation, recharge) variability in time and space, the sampling frequency, the fraction of the total volume accessed by the tracer and the part of the hydrograph being sampled (Solomon et al. 1998; Cook & Bohlke, 2000; McGuire & McDonnell, 2006; Stewart et al. 2007; Kendall & Caldwell, 1998). Alternatively, the timescales can be estimated with computational methods. Different numerical approaches have been used to estimate the travel/residence times in lakes and estuaries such as the Lagrangian particle-tracking (Monsen et al., 2002) and forward Eulerian (de Brauwere et al., 2011), and time-reversed Eulerian (Delhez et al., 2004) methods. Besides box models (Zimmerman, 1976), these methods are based on coupling transport models with predictions of local velocity solutions (i.e. obtained from hydrodynamic models), for instance, in two-dimensional (de Brauwere et al., 2011) or three-dimensional (Shen and Haas, 2004) grids. Similar approaches, based on the coupling of water and constituent transport solutions are found for groundwater applications, for example, as in the models ModPath+ModFlow (McDonald & Harbaugh, 1984) or ParFlow+SLIM-fast (DeRoosij et al. 2013; Engdahl & Maxwell, 2014). Recently, Davies et al. (2013) presented the multiple interacting pathways (MIPs) model to simulate both flow and conservative solute transport using random particle-tracking method in

small catchments. The MIP is also a Lagrangian based, however the simulated water in the catchment is actually discretized in water packets (i.e. discretized volumes) with specified velocity characteristics. Although the in-stream residence time can be estimated at regional scale using empirical equations based on hydraulic geometry (Worrall et al. 2014), there is an absence of development and application of particle-tracking methods to large-scale hydrological models. Furthermore, the random and time-variant characteristics of the travel and residence time is recognized for small catchments (Hrachowitz et al. 2013), but its distribution (i.e. probability density functions, pdfs) were not studied in large river basins and continental scales.

## **DEVELOPMENT OF THE HYDROLOGICAL TRACKING MODEL**

Here we present a particle-tracking model capable to trace pathways of numerical water packets (ie. discretized water volumes) in land-surface hydrological compartments. Although the main directive is the development of a general model to describe the flow of water in a network of interconnected control volumes, we aimed the application of the method to study large basins with river and floodplain connections focusing large-scale hydrologic modeling framework. In this paper, we consider the terms hydrological tracking, water packet tracking and particle-tracking are interchangeable. We prefer the term 'water packet' instead of the 'particle-tracking' – usual in computational fluid dynamics – because it is currently in use for similar approaches in hydrology applications (Davies et al. 2013), it avoids misinterpretation with sediment transport concepts (i.e. particulate or dissolved) which are often related to watershed hydrological studies.

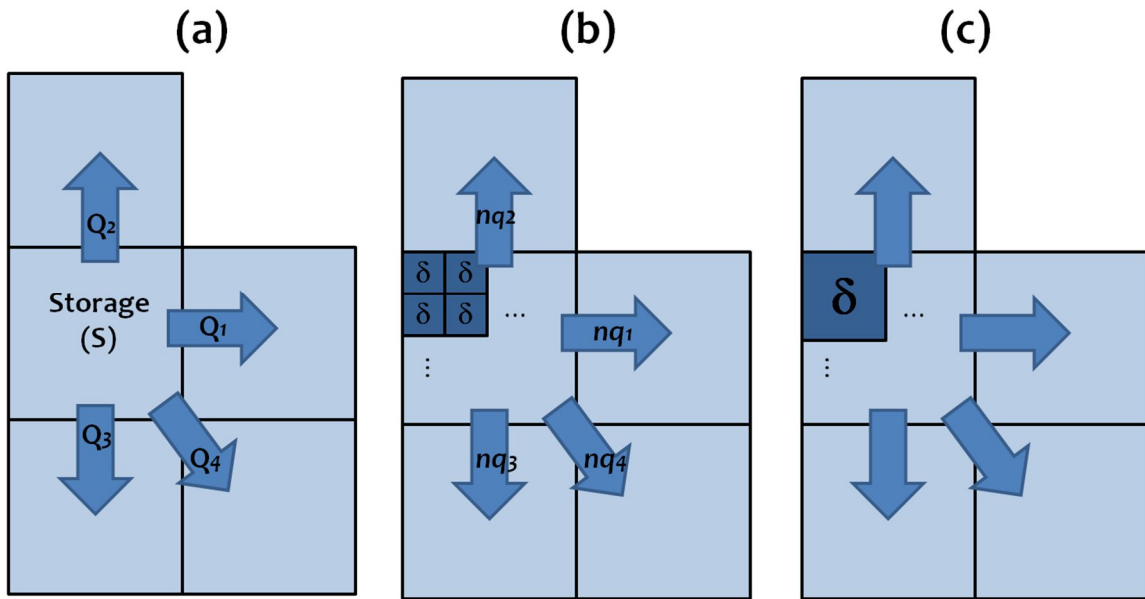
A “tracking” model approach was proposed due to its inherent ability to provide direct descriptive and quantitative information of pathways and travel time of the flow in a numerical grid (i.e. location, trajectories, time). A probabilistic approach to simulate water packets transport and tracking was chosen as an alternative to the use of typical deterministic velocity-integration methods. This was adopted because tracking water trajectories using detailed velocity fields would require additional assumptions in non-dimensional hydrological connections such as between main-channel velocities (1D) and floodplain storage areas (0D).

In this section, we describe the development of the Hydrological Tracking Model (HTM) and the coupling with the MGB-IPH large-scale hydrological model (Collischonn et al. 2007; Paiva et al. 2013).

*Conceptual model*

Consider a given control-volume with known water storage ( $S$ , [m<sup>3</sup>]) and total outflow discharge ( $Q$ , [m<sup>3</sup>/s]) occurring through multiple  $j$  links, such that  $Q = \sum Q_j$ . The water content in the control-volume ( $n_V$ ) is reproduced by a number of water-packets, ideally estimated by  $n_V = S/\delta$ , where  $\delta$  is a parameter defined as the size of the water-packets [m<sup>3</sup> per water-packet]. Similarly, the number of water-packets leaving the control-volume ( $n_Q$ ) at a given time-step ( $\Delta t$ ) relates to the total discharge and the chosen size of the water packets. A graphical model for the water-packets storage and fluxes representation is demonstrated in Figure 1.

**Figure 1. Graphical representation of (a) eulerian storage and fluxes, (b) water packet storage and fluxes, and (c) effect of water-packet size**

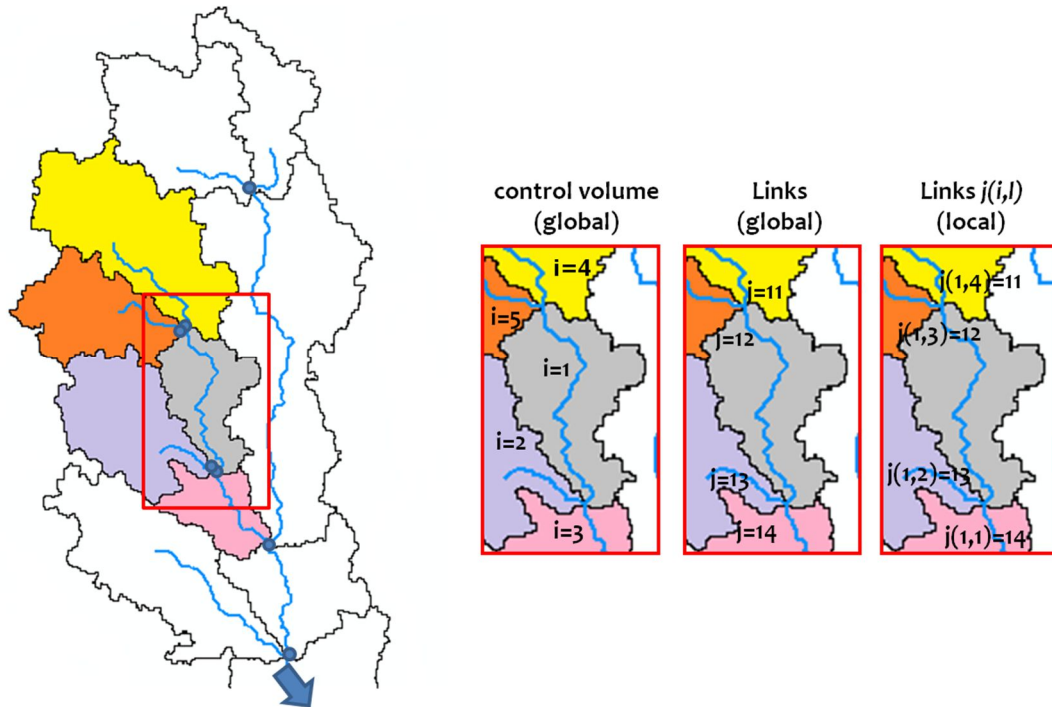


Each specific water parcel has different probabilities to stay on the control volume or flow through one of the multiple paths. It is assumed that the number of water packets leaving the control volume at a given  $\Delta t$  follows a Poisson distribution, thus the average flux equals to  $n_Q = Q\Delta t/\delta$ . If each individual water packet has a probability of staying in the control volume, then the number of water parcels staying can be viewed as a binomial process with  $n_V = S/\delta$  trials. Since the water-packets can leave the control-volume through any of the  $i$  pathways, the chance to flow through path  $i$  is proportional to the pathway outflow contribution ( $Q_j$ ) from the total outflow ( $Q$ ). As a consequence the chance ( $q_{ip,j}$ ) for a given water packet to leave a control-volume in each time-step ( $t$ ) through the  $j$ -th link (among  $L$  available links) is described by Equation 1 (see APPENDIX A):

$$q_{ip,j}^t = \left(1 - e^{-\frac{Q\Delta t}{S}}\right) \frac{Q_j}{\sum_{l=1}^L Q_l} \Big| ^t \quad (\text{Eq. 1})$$

To solve Equation (1) numerically in a complex domain, a computational grid consisting of  $N_c$  control-volumes  $\Omega_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, N_c$  is considered (Figure 2). Each control-volume may have an arbitrary number of available links  $L_i$  (to other control-volume or outlets). Let  $N_L$  be the total number of links in the grid. The links of the  $i$ -th control-volume are identified by an index  $j(i,l)$ , so that  $1 \leq j(i,l) \leq N_L$ ,  $l = 1, 2, \dots, L_i$ . The two control-volumes that share the  $j$ -th link of the grid are identified by the indices  $i(j,1)$  and  $i(j,2)$ , such that  $1 \leq i(j,1) \leq N_c$  and  $1 \leq i(j,2) \leq N_c$ . Similarly,  $neigh(i,l)$  denotes the neighbor of a control-volume  $i$  that shares the side  $j(i,l)$  with the  $i$ -th control-volume.

**Figure 2. Representation of a complex watershed domain in computational grid**



The system contains  $N_{vp}$  water-packets, each one identified by index  $ip = 1, 2, \dots, N_{vp}$ ; the current location (i.e. control-volume) of each water-packet is identified by  $cvp(ip)$ .

The outflow of water-packets at each link for each time step is calculated using as follows, for each water-packet  $ip$ :

1. the probability of events **‘the water-packet  $ip$  leaves the control-volume through its  $l$ -th link’** is calculated using Equation (1)
2. a random number is generated  $R_m \sim U[(0,1)]$
3. if  $R_m < q_{ip,l}$ , then the water-packet  $ip$  leaves the control volume through the  $l$ -th link and a flux counter is updated as:

$$f_{j(cvp(ip),l)}^* = f_{j(cvp(ip),l)}^* + 1 \quad (\text{Eq. 2})$$

A mass balance formulation for the time evolving simulation of water-packets stored in the  $i$ -th control-volume is then describen as:

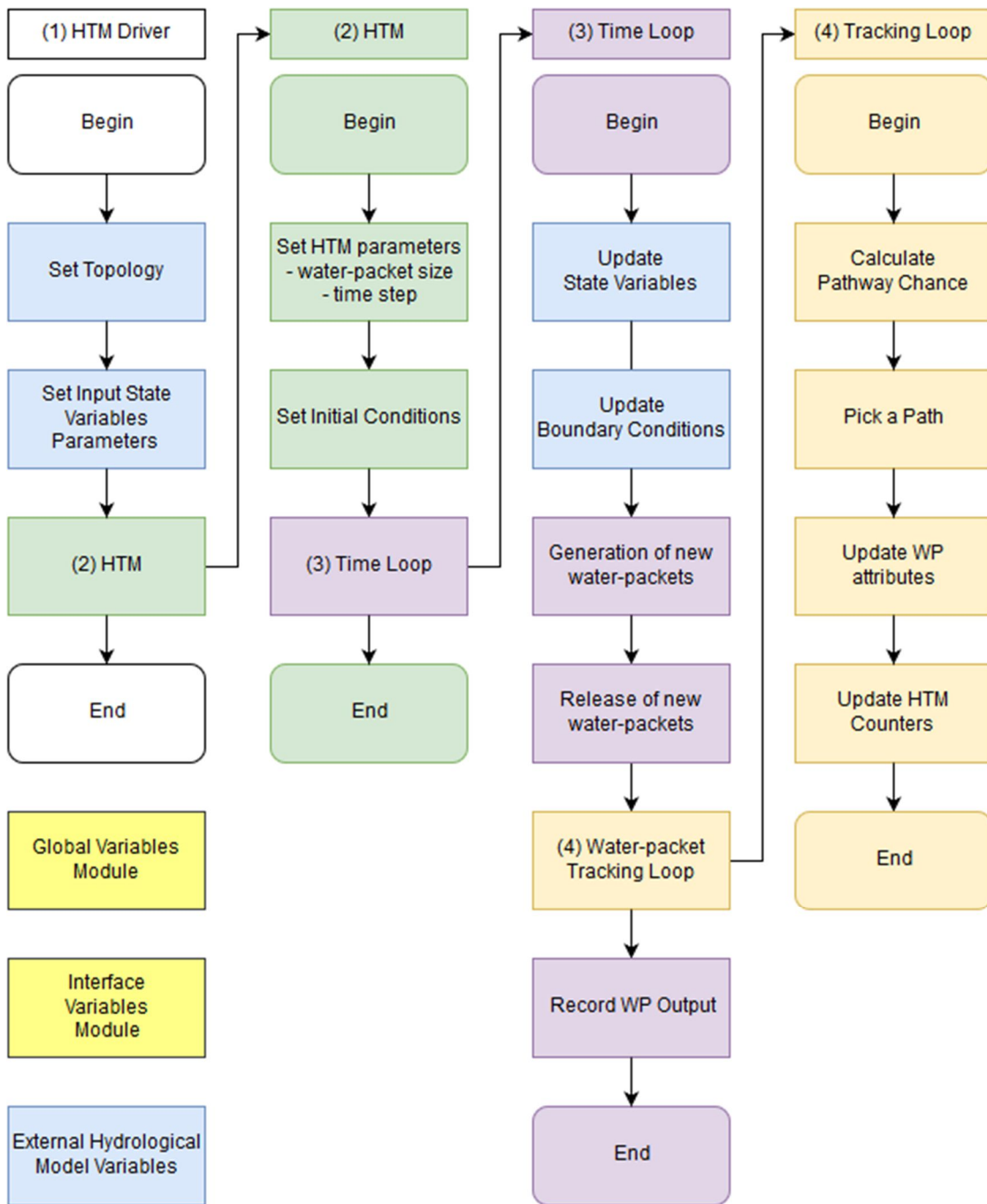
$$nwp_i^{t+1} = nwp_i^t + \sum_{l=1}^{L_i} d_{i,l} f_{j(i,l)}^* \quad (\text{Eq. 3})$$

where:  $nwp_i$  is the number of water-packets in the  $i$ -th control-volume;  $d_{i,l}$  is a sign function that sets the direction of the flow vector on the  $l$ -th pathway of the control-volume  $i$  (i.e., -1 or +1 for outflows and inflows, respectively); and  $f_{j(i,l)}$  is the number of water-packets flowing through the  $l$ -th pathway of the control-volume  $i$ .

This model is named here as the Hydrological Tracking Model (HTM) and is a simple model with two user-specified parameters: water-packet size ( $\delta$ ) and time-step ( $\Delta t$ ). This model can be applied to obtain a probabilistic-based simulation of the movement of several water packets in a computational watershed, provided the storage volumes and mean discharges in each control-volume (i.e. river and floodplain) along the time. Lower values for  $\delta$  improves the model resolution, but also increases the number of computational water packets, computational demand and model run times. Finally, discharges, storages and control-volume connections are required and can be obtained from a process-based hydrological-hydraulic model.

The HTM algorithm implementation can be separated in four levels or steps, as demonstrated in Figure 3. The first level is the HTM driver initialization and interface setup with the external hydrological model topology and state variable outputs. In the second level, the HTM model parameters are set and the main time loop is called (i.e. the third level). The time loop controls the update, generation and release of new particles into the system at each time-step and also calls the tracking module (i.e. the fourth level) which applies the core equation of the HTM in each control volume of the modeled system.

Figure 3. Overview of the Hydrological Tracking Model (HTM) Algorithm



Coupling MGB-IPH Hydrological Model and HTM



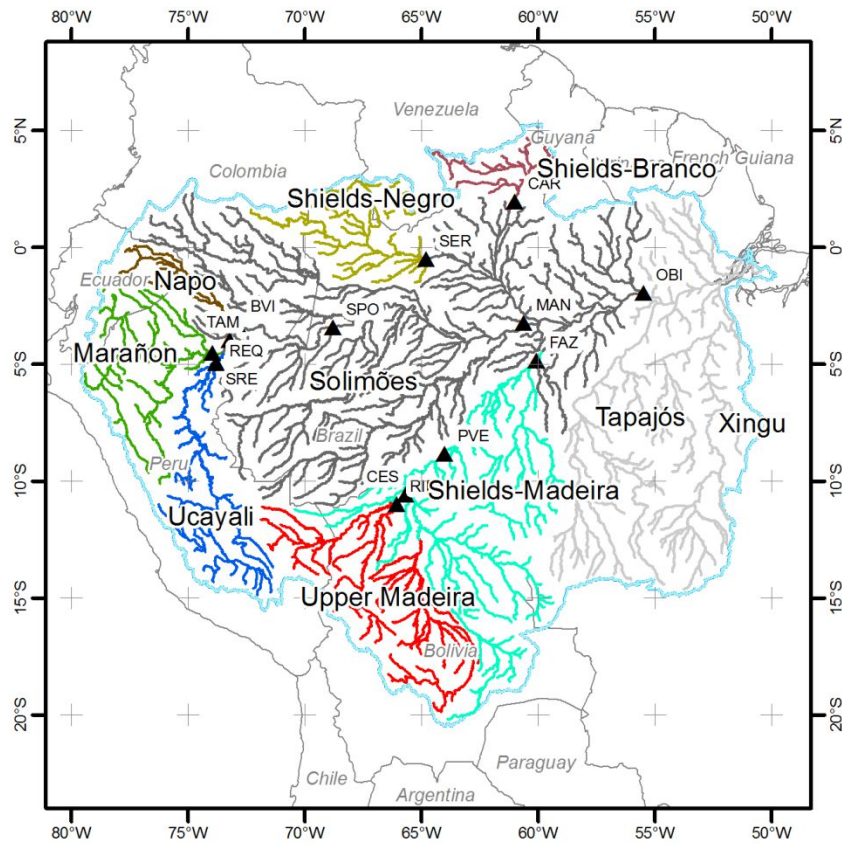
## TEST CASE: DESIGN AND MODEL APPLICATION

### *Case study: Amazon River Basin*

The Amazon River basin drains 6 million km<sup>2</sup> and discharges ~17% of global freshwater arriving to the oceans (Callède et al. 2010). In addition, the two main tributaries, the Negro and the Madeira river, are also the fifth and sixth largest in the world in flow. The basin is formed by the Andes (high altitudes and slopes), the Guyanese and Brazilian shields (moderate slopes), and the Amazon plain (low slopes). Contrasting rainfall regimes are found in the northern and southern parts of the basin, with the rainy season in June to August (December to February) and in the north (south) with more (less) defined wet and dry seasons occurring in the southern and eastern (northern and western) parts of the basin (Villar et al., 2009). Finally, this basin presents characteristic large seasonal and inter-annual variations in water depth and extent of inundation (i.e. 3 to 6 × 10<sup>5</sup> km<sup>2</sup>, low and high waters; Hess et al. 2003; Melack & Hess, 2010; Hess et al. 2015), whilst as water levels vary the proportion of aquatic habitats changes considerably (Melack & Coe, 2013). The presence of this extensive wetland areas cover (~14% of the basin) influences the transport of water, nutrients and sediment from the inland Amazonian waters to the ocean (Junk et al. 1989; Dunne et al. 1998; Meade et al. 1985; Melack & Forsberg, 2001; Seyler & Boaventura, 2003; Viers et al. 2005).

The Amazon basin has five main tributaries: the Solimões, Negro, Madeira, Tapajós and Xingu Rivers (Figure 4). The Solimões River discharges about 51% of the Amazon annual discharge draining a large area of the central lowlands, but also the north and central Andean tributaries (i.e. Napo, Marañón and Ucayali Rivers). The Marañón and Ucayali especially marked by the occurrence of karstified carbonates and evaporite domes, while the Napo includes most of the active volcanoes of the basin (Stallard & Edmond 1983). The Negro River is located in the north of the basin and drains a large part of the Guyana Shield contributing to ~17% of the Amazon discharge (Getirana et al. 2010). The Madeira River drains the southern Andes (i.e. Madre de Dios, Beni and Mamoré) and the western Brazilian shield. The Óbidos station integrates discharges from these sub-basins and the maximum discharge occurs between April and June. The seasonal variability of discharge is dependent of a time lag in the maximum discharges of the tributaries (the Madeira, Solimões and Negro Rivers), but also to water storage effects in the basin large floodplains.

**Figure 4. The Amazon River basin: sub-basins of main tributaries and lithological characteristics upstream of Óbidos location**



The flow of surface water is highly complex in the Amazon floodplains due to the existence of interconnected small channels and large lakes (Mertes et al. 1995; Bonnet et al. 2008), bidimensional flows (Alsdorf et al. 2007b) and combinations of local geomorphologic controls, hydrological and vegetation paths (Mertes et al., 1995; Rudorff et al. 2014a). The lowland Amazon is characterized by complex hydraulics, wherein the low river slopes cause backwater effects to control part of the river dynamics (Meade, 1991; Yamazaki et al. 2012; Paiva et al., 2013). The storage of water in the floodplains and its effects on the annual flood routing has been demonstrated using large-scale hydrological modeling (Paiva et al. 2013; Yamazaki et al. 2011) and is an important ecological driver (Junk et al., 1989). In recent studies using the LISFLOOD-2D model, Rudorff et al. (2014a; 2014b) detailed the hydraulic mechanisms affecting the flow at Lake Grande do Curuai and demonstrated even if the river-floodplain water exchange was small compared to Amazon River main stem (~0.75% of the mean discharge at Óbidos), the local river inflows accounts for ~82% of the water inputs in this floodplain system.



### *Hydrologic Model: MGB-IPH*

Several hydrologic models have been developed for the whole Amazon basin (e.g., Coe et al. 2002; 2008; Decharme et al. 2011; Guimberteau et al. 2012; Paiva et al. 2013; Beighley et al., 2009; Yamazaki et al., 2011). We selected the MGB-IPH model using its implementation for the Amazon basin developed by Paiva et al. (2013) based on: (i) its capability to represent physical processes over the Amazon such as water balance components, river hydrodynamics and large scale flood inundation (1D Saint-Venant equations with floodplain storage); and (ii) its performance demonstrated by previous validation against observations.

The MGB-IPH model (Collischonn et al. 2007) is a large scale, distributed and process-based hydrological model with hydraulic module described in Paiva et al. (2011). It simulates surface energy and water balance and discharge, water level and inundation complex river networks. It uses a catchment-based discretization and the hydrological response units (HRUs) approach. Simulated hydrological processes include energy budget and evapotranspiration using Penman Monteith approach, interception, soil water budget using a bucket model, soil infiltration, surface runoff based on the variable contributing area concept and subsurface and groundwater flow generation. The runoff is routed through each catchment to a stream network using linear reservoirs. River flow routing is performed using a one-dimensional river hydraulic module with a floodplain storage model (Paiva et al. 2011). River-floodplain geometric parameters were estimated from GIS-based algorithms using the Shuttle Radar Topographic Mission Digital Elevation Model (SRTM DEM) (Farr et al., 2007) at ~500 m spatial resolution and geomorphologic equations. Water exchange between river and floodplains occur when water height in the main channel is higher than bank level at each time-step, thus water surface elevations of the river channel and the floodplain are the same.

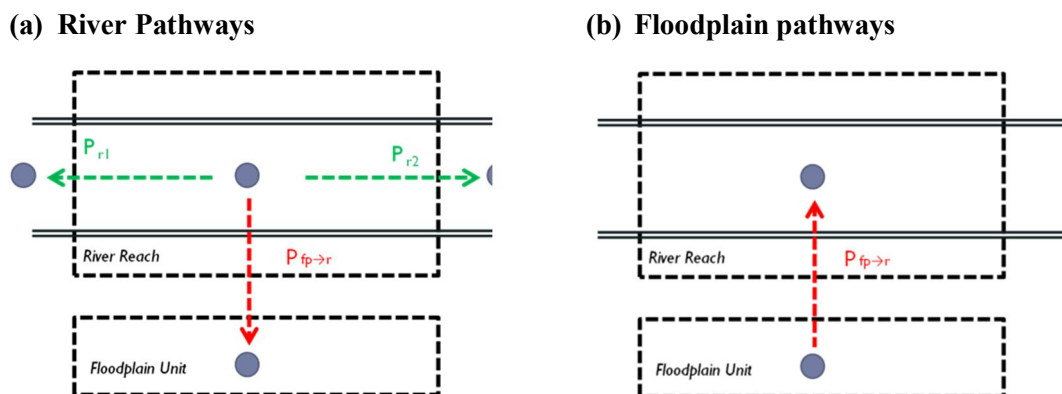
The MGB-IPH implementation for the Amazon riverbasin (Paiva et al. 2013) considers a spatial discretization of 5763 catchments, ranging from 100 to 5000 km<sup>2</sup>. The model was forced using TRMM 3B42 precipitation estimates (Huffman et al. 2007) with spatial resolution of 0.25° x 0.25° and daily time step for a period spanning 12 years (1998 - 2009) and monthly meteorological data obtained from the CRU CL 2.0 dataset (New et al. 2002). The model parameters related to soil water budget were calibrated using discharge data from in situ stream gauges (47 stations). The model was validated against discharge and water level data from stream gauge stations (111 and 69 sites, respectively), water levels derived from ENVISAT satellite altimetry data (Santos da Silva et al., 2010) (212 sites), Terrestrial Water Storage (TWS) from GRACE mission (Tapley et al. 2004) and inundations extent from Papa et al. (2010). Comparisons between simulations and observations showed relatively high Nash and Sutcliffe index (ENS) values and good model performance, which showed values larger than

0.6 in ~70% of discharge gauges. The performance of the model during low flows was evaluated using the log-transformed discharges and were satisfactory in most of the basin. Also, ENS values were larger than 0.6 in ~60% of the water level stations derived from satellite altimetry. The total Amazon flood extent and terrestrial water storage also agreed with observations with ENS values of 0.71 and 0.93, respectively. The flood wave timing was also well simulated as described by the delay index (DI) < 5 days in 70% of the stream gauges, and bias less than 15%(i.e in 75% of the gauges).

#### *Coupling the HTM with MGB-IPH inputs*

Given the overall good performance of the model run in the Amazon basin (Paiva et al. 2013), we used this model setup: outputs time-series of catchment local discharges, river and floodplains discharges, and water storage; and topology as input to the Hydrological Tracking Model (Figure 3, bottom). In the MGB-IPH+HTM, the each water packet has (i) a chance to stay in the control-volume (i.e. river or floodplain unit in a catchment) and a (ii) complementary chance to leave it by a specific outflow pathway: river reach downstream, river reach upstream, river to floodplain or floodplain to river. Figure 5a and 5b demonstrates the conceptual model to track movement of water parcels in the two units of MGB-IPH topological structure: river main channel and floodplain unit, respectively. In this application, we constrained the HTM domain to the in-stream river network (i.e. main-channel + floodplains), thus the local hydrology water balance is considered a model forcing for the release of new water parcels. Each pathway probabilities is calculated based on the mean outflow discharge of each available pathway and water storage in the control-volume at each time step.

**Figure 5. Conceptual model for water packet movement in (a) main-channel and (b) floodplains for coupling with MGB-IPH structure**



The exchange of water between the main river channel and floodplains was calculated as the net change in floodplain water storage obtained from the MGB-IPH simulations. Thus, for each time step, the flux can be null, draining out, or filling the floodplain, thus it simplifies

representation of conditions when both filling and draining occur at the same time. A higher value of outflow discharge amplifies the chance a water packet has to leave the control-volume, which is coherent with a reduction in hydraulic retention times.

#### *Initial and Boundary Conditions*

The HTM initial conditions refers to the 'release' of computational water packets on both the river or floodplain units for each catchment of the MGB-IPH, based on the water-packet size and stored volume (obtained from hydrodynamic solution). The definition of  $\delta$  have influence both on (i) the error of local water packet volumes and fluxes and (ii) creation of new water packets as new water is released from the basin. Boundary conditions are built based on the cumulative lateral hydrological inflow volume at each time step and catchment. If the cumulative volume equals or exceeds  $\delta$ , then a new water packet with size  $\delta$  is allowed to be released and the  $\delta$  quantity is decreased from the cumulative volume, accordingly. Thus, the value for  $\delta$  is expected to influence the water packet fluxes and storage.

#### *Analysis of Mass Conservation*

In order to evaluate the HTM model reliability, we performed analyses of the (i) the mass conservation and (ii) a comparison of the water storage and fluxes (i.e. discharges) obtained from the HTM simulations against those obtained from the MGB-IPH outputs (i.e. which are provided as input for the HTM). The error of mass conservation ( $\epsilon_t$ ) was calculated using Equation 4:

$$\epsilon_t = (\sum S^{t+1} - \sum S^t) + \sum Q_{lat}^t - Q_{basin}^t \quad (\text{Eq. 4})$$

where  $S$ ,  $Q_{basin}$  and  $Q_{lat}$  are the total water stored in the basin, the discharge at the outlet and the total local hydrological inputs in the basin, respectively. Finally, the value of the error of mass conservation is normalized to the actual water stored to check the importance of the magnitude errors ( $\epsilon_v$ ).

#### *Model Application: Tracking Amazon Waters*

Given the tracer nature of the method, we demonstrate the potential of the HTM approach by using different quantitative metrics and spatial analyses to study the surface water renewal rates of the Amazon River Basin. First, we illustrate how we can track the water by the setting particular criteria, such as water-packet origin location. Second, we describe the spatial and temporal variability of the in-stream travel time and water fluxes in the Amazon River Basin. Third, we evaluate the flux of age distribution (i.e. cdf, cumulative density function) at the Amazon river mouth to investigate the role of the floodplains in the water storage and water

renewal of the basin. Finally, we use different attributes of the water-packets, such as the parent river and time of injection (i.e. seasonal) to investigate the sources and composition of the waters the Óbidos station location.

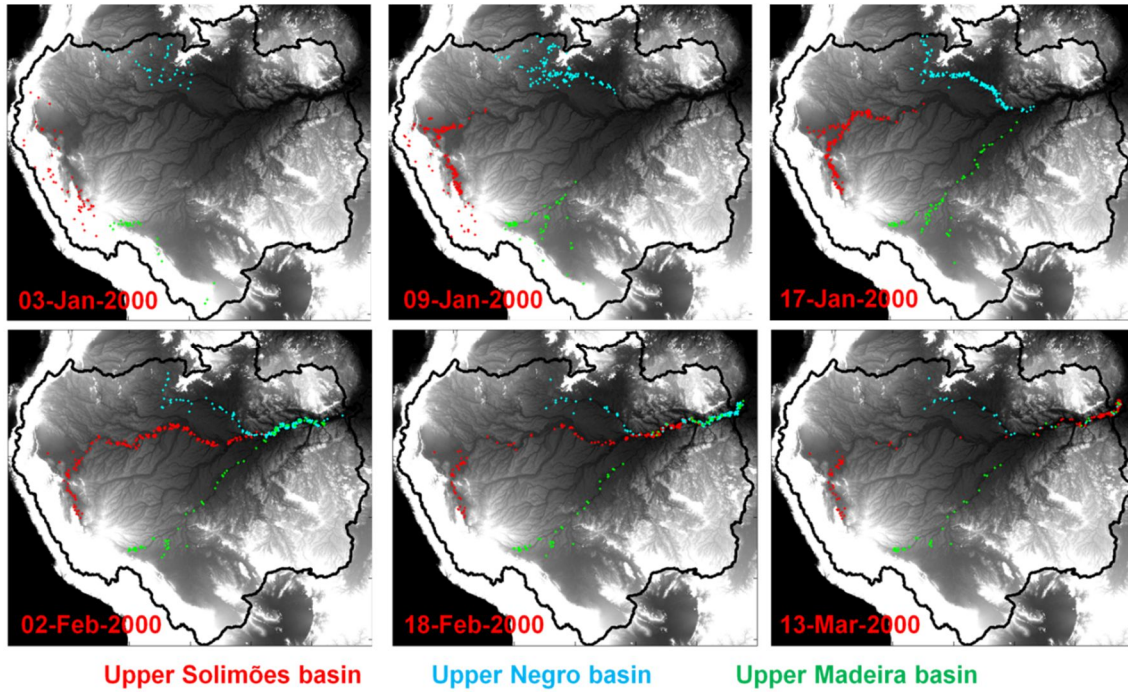
## **RESULTS AND DISCUSSION**

### *Tracking Amazon Waters*

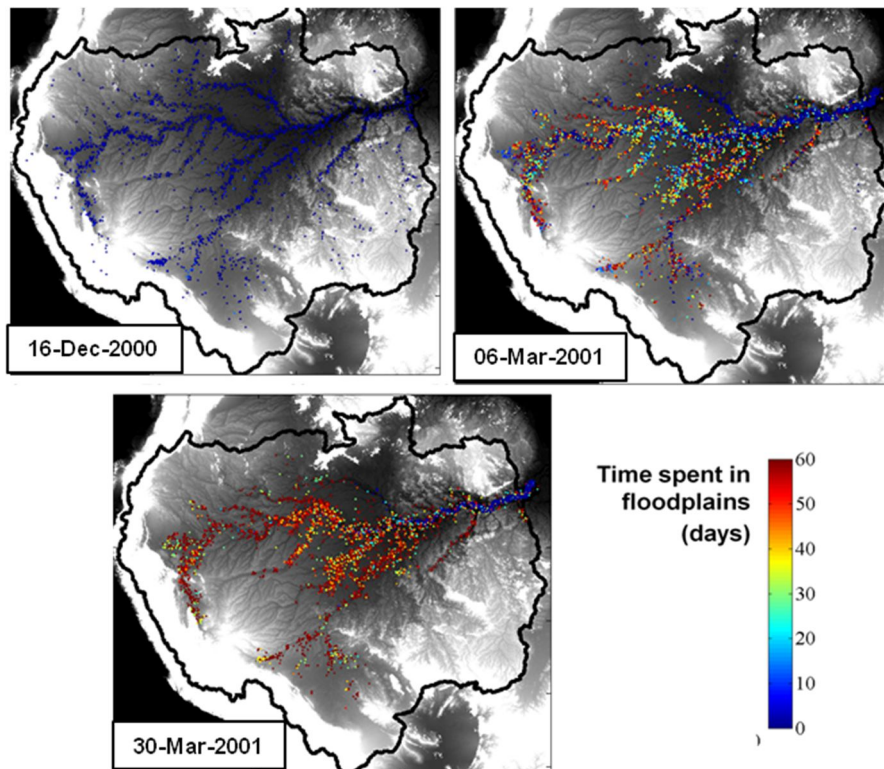
In this section we demonstrate two application examples of the tracking approach for the Amazon basin. For instance, Figure 6a shows a water tracking experiment in which water-packets are identified according to the region of its origin and injected at the river network during January-2000. The red dots are water-packets originated in the upper amazon, in Peru and Ecuador. Green dots are from the upper Madeira River in Bolivia, and the blue dots from upper reaches of the Negro River. This sequence of images shows how the water moves to the lower and mouth of Amazon basin, from January to March, considering the hydrologic and hydrodynamic solution of the MGB-IPH. It also demonstrates how some water-packets are not drained out of the basin due to retention in the floodplains spread along the basin. Alternatively, in Figure 6b we tracked waters from the whole basin and identified them with colors that show how much time was spent on the floodplains. These are only two examples of how the HTM can provide useful information about hydrological features and time renewal of the basin, based on user defined criteria or water-packet attribute (i.e. travel time). The visual inspection can be important to understand injection-related patterns in the water propagation and mixture.

Figure 6. Examples of the water-parcel tracking obtained from HTM+MGB-IPH model for the Amazon Basin (i) by origin location (red: upper solimões; blue: upper negro river; green: upper Madeira) and (b) the time spent in floodplains units.

(a) Tracking the origin of water



(b) Tracking the time spent in floodplains



### HTM Validation and Sensitivity Analyses

First, the mass balance equation was used to verify if the implementation of the HTM is conservative. Second, we performed a validation of the HTM water-packets storage (i.e. surface water) and fluxes against the MGB-IPH results. Finally, we evaluated the sensitivity of the water-packet size parameter in the simulated in-stream water storage and fluxes.

The HTM showed a good agreement for the daily surface water storage (i.e. main channel + floodplains) and fluxes against the MGB-IPH (Table 1) and the error of mass conservation of the HTM was found to be in the order of  $10^{-8}$  ( $\epsilon_v = 1.81 \times 10^{-8}$ , Table 2). A mean difference of +0.88 % (i.e. mean percentage error, MPE) was found for the water storage in rivers and floodplains, hence the HTM was able to reproduce the variability with small differences in comparison to the MGB-IPH (Figure 7).

**Table 1. Evaluation of differences in daily surface water storage and fluxes from HTM ( $\delta = 1\text{hm}^3$ ) and MGB-IPH models for the Amazon River Basin.**

Variables	MAE	MAPD	MPE	RMSE
Surface Water Storage (m <sup>3</sup> )	2.6 m <sup>3</sup>	0.009	+0.0088	3.6 m <sup>3</sup>
Basin Discharge (m <sup>3</sup> /s)	2643 m <sup>3</sup> /s	0.015	+0.0042	3147 m <sup>3</sup> /s
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	1050 m <sup>3</sup> /s	0.104	-0.0114	1356 m <sup>3</sup> /s
Local Catchment Inputs (m <sup>3</sup> /s)	4724 m <sup>3</sup> /s	0.026	+0.0030	6058 m <sup>3</sup> /s

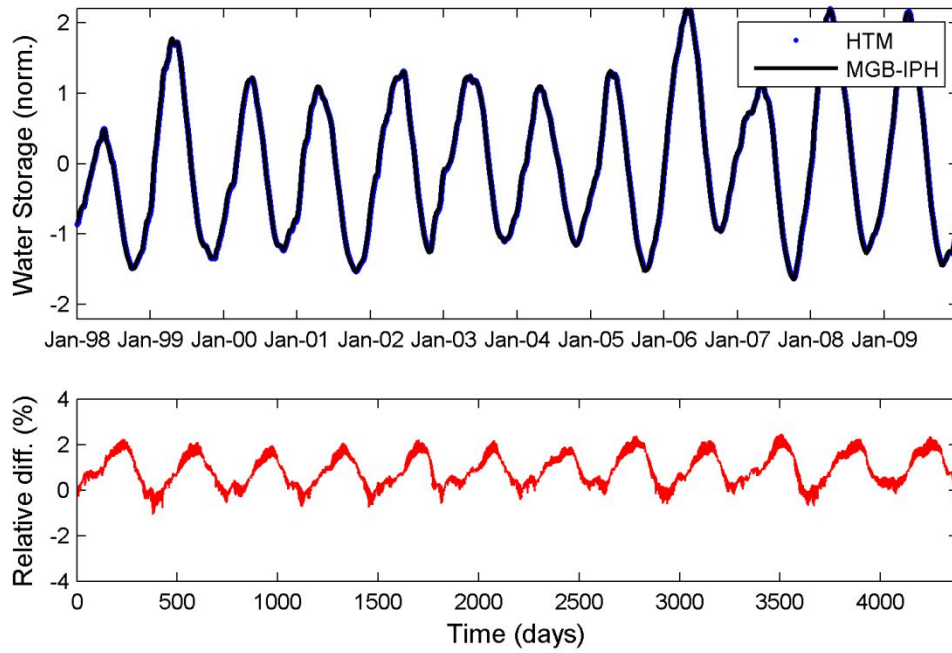
MAE: mean absolute error,  $MAE = \frac{1}{n} \sum |f_{HTM,i} - f_{MGB,i}|$

MAPD: mean absolute percentage error,  $MAPD = \frac{1}{n} \sum \left| \frac{f_{HTM,i} - f_{MGB,i}}{f_{MGB,i}} \right|$

MPE: mean percentage error,  $MPE = \frac{1}{n} \sum \frac{f_{HTM,i} - f_{MGB,i}}{f_{MGB,i}}$

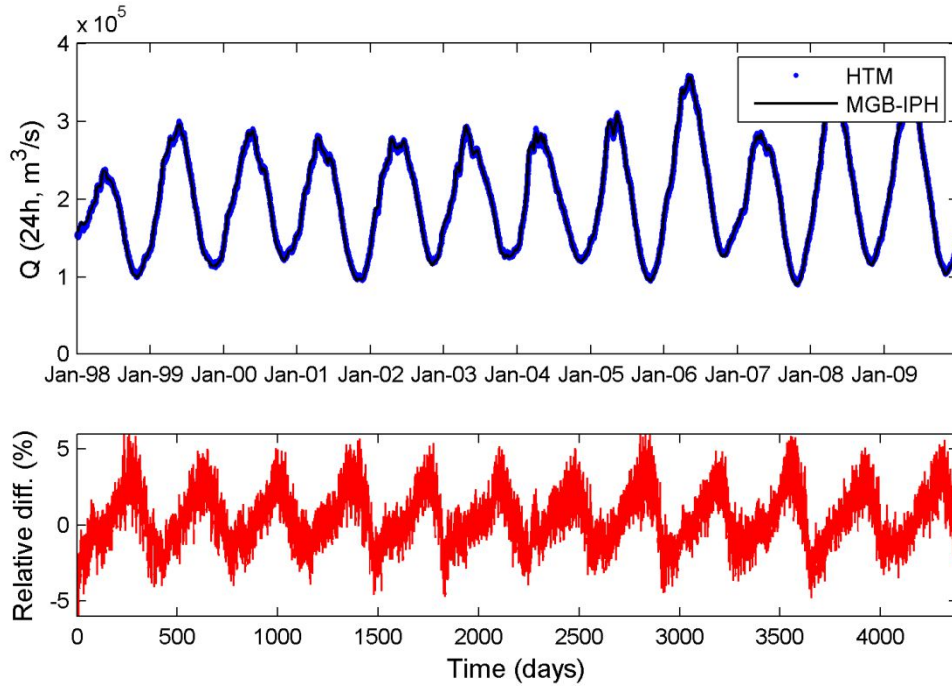
RMSE: root mean squared error,  $RMSE = \sqrt{\frac{\sum (f_{HTM,i} - f_{MGB,i})^2}{n}}$

**Figure 7. Validation of the water storage modeled by HTM (blue dots) compared to the MGB-IPH (black line): simulated water storage variability (top) and relative difference between the models (red line, bottom)**



A negligible and cyclic fluctuation about the daily HTM discharges ( $MPE = +0.42\%$ ,  $RMSE = 3147 \text{ m}^3/\text{s}$ ) resulted from a small lag in relation to the MGB-IPH outputs (Figure 8) that occurs due to a delayed release of new water packets in the stream network, related to the  $\Delta t$  and  $\delta$  parameters. Negative discrepancies ( $Q_{HTM} < Q_{MGB-IPH}$ ) mostly occur at rising waters because the HTM does not release water-packets unless there is water available for new packets (i.e. multiples of  $\delta$ ); for instance, if  $\delta = 100 \text{ m}^3$  and the local catchment inflow at a time interval is  $150 \text{ m}^3$ , the HTM releases one water-packet and the  $50 \text{ m}^3$  becomes available at the posterior time-steps. Also, during the mid-recession to low waters season, the number of water-packets in the system is obviously expected to decrease, but as the fluxes get relatively closer to the HTM water-packet resolution, the occurrence of over (or under) estimation errors is also expected to be larger (i.e.  $\varepsilon_{Q_{HTM}} = \Delta t \times \delta \times n_{Q_{HTM}} - \Delta t \times Q_{MGB-IPH}$ ).

**Figure 8. Validation of the discharge (24h, mov. avg.) modeled by the HTM (blue dots) compared to the MGB-IPH (black line): simulated basin discharges (top) and relative difference between the models (red line, bottom)**



A sensitivity analyses on the parameter  $\delta$  (i.e.  $1 \text{ hm}^3$ ,  $5 \text{ hm}^3$  and  $25 \text{ hm}^3$ ) indicated (i) the mass conservation is robust and (ii) the definition of water-packet size produce relative larger effects on catchment discharge, river-floodplain exchange and local catchment inflows, in increasingly order (Table 2). At basin scale, this occur because there is(i) aforementioned dependence between new water-packet release times and water-packet size (or model resolution); and (ii) the magnitude of river reach discharges and river-floodplain exchange is expected to be locally larger than catchment hydrological inputs (i.e. except in some small catchments with no floodable areas).

**Table 2. Summary of mass conservation and sensitivity of water-packet size on the water storage, discharge, river-floodplain exchange and local catchment inputs for the Amazon Basin application**

$\delta$	$\epsilon_v$	<i>RMSE (root mean squared error)</i>			
		Riv+FP	Q	Qex	Qloc
$1 \text{ hm}^3$	$1.81 \times 10^{-8}$	3.15	3147	1356	6058
$5 \text{ hm}^3$	$2.07 \times 10^{-8}$	3.01	4398	2340	16109
$25 \text{ hm}^3$	$3.25 \times 10^{-8}$	3.01	8136	4953	37198

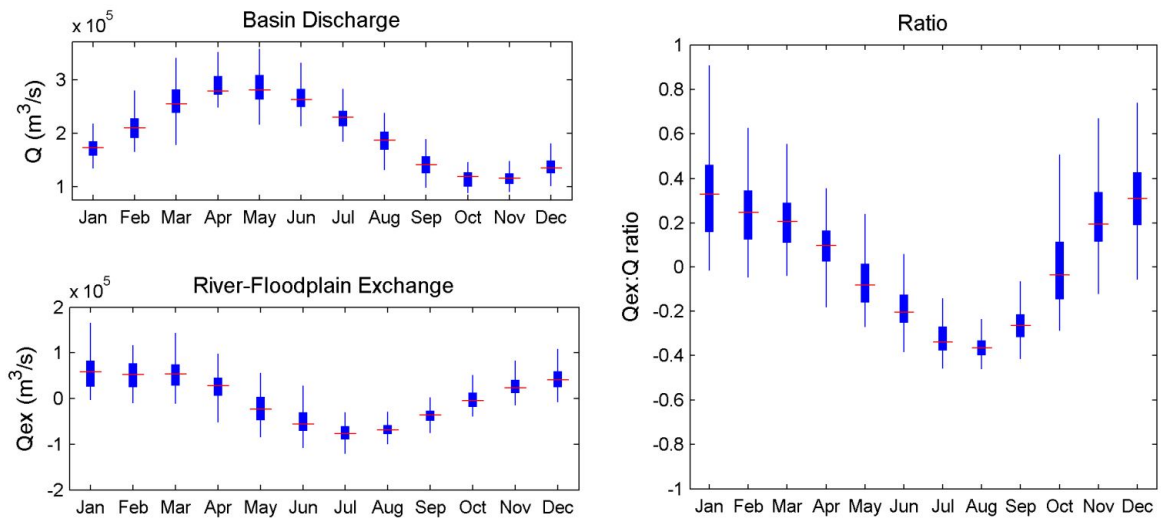
RMSE: root mean squared error;  $\delta$ : water-packet size;  $\epsilon_v$ : mass conservation error; Riv+FP: storage in river and floodplains ( $\text{m}^3$ ); Q: discharge ( $\text{m}^3/\text{s}$ ); Qex: river-floodplain net exchange ( $\text{m}^3/\text{s}$ ); Qloc: local catchment inputs (boundary conditions) ( $\text{m}^3/\text{s}$ )



### *River-Floodplain Water Exchange*

In order to study the water exchange between the river and floodplains we first analyzed the discharges obtained from the MGB-IPH simulation. In Figure 9 (left, top) we show the variability in the flows of each month of the year at the Amazon basin outlet, and the net river-floodplain water exchange of the basin ( $Q_{ex}$ ), in the period simulated from 1998 to 2009. The seasonal variation of the water exchanges presents a flooding and recession stages, in such a way that a positive net flow (from river to the floodplain) occurs, in general, between October and March, while the negative net flow (floodplain to rivers) occurs between June and October. In this way, the river-floodplain water exchange dynamic is offset in relation to the discharge at the mouth of the basin, which floods from December to May and recedes gradually until the low waters season (SON). Consequently, the ratio of the water exchange and the total basin discharge ( $Q_{ex}:Q_{Amazon}$ ) also varies along the year and medians reach up to  $\pm 35\%$  (Figure 9, right). Due to the cycles of flood (recession) of the basin, the ratios are influenced by the discharges variations, even so, the calculated river-floodplain water exchange between  $10^4 - 10^5$   $m^3/s$  are in magnitude similar to the basin minimum discharges (Figure 9, left bottom). These findings are consistent with the initial estimates of 25-30% from Richey et al. (1989) and larger than the +12% and -14% estimates from Alsdorf et al. (2010) and support that the exchange of river and floodplain waters in the basin is significative. Moreover, the Amazon basin floodplain discharges are comparable to the mean discharges from world's larger rivers such as the Congo River, Ganges River, Orinoco River, Madeira River, Yangtze River and Negro River.

**Figure 9. Monthly modeled discharge of the Amazon basin (top left), the net flow exchange between main channel and floodplains in the basin (bottom left) and the ratio between the total net exchange and the basin discharge (right, positive values indicates fluxes from river to floodplain)**



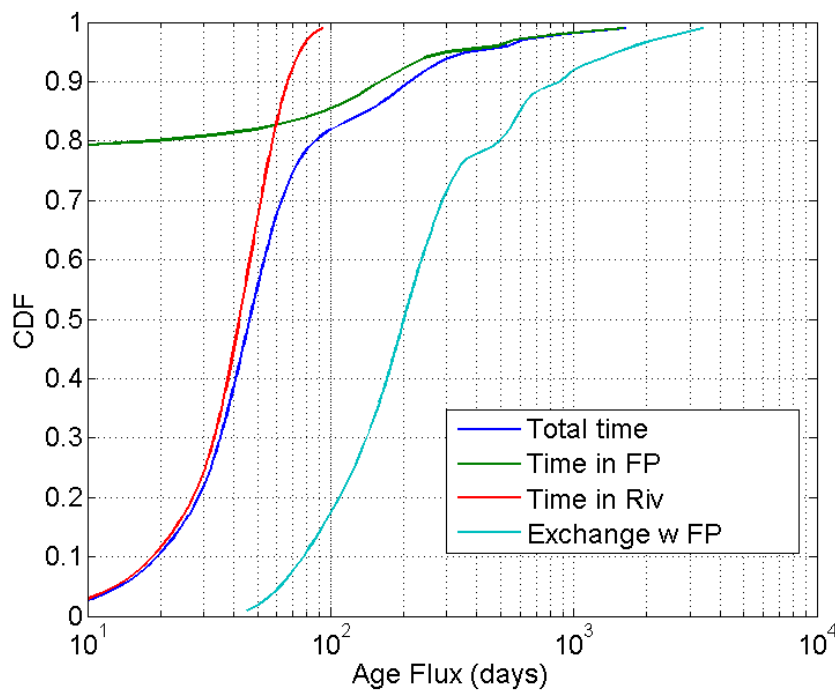
#### *The Amazon Basin Age Fluxes and Travel Times*

In this section we explore the simulation results obtained from coupling the HTM and MGB-IPH for the Amazon River Basin, focusing the study of the surface water renewal times and the influence of the large floodplains. The catchment travel time is determined by the time interval between the precipitation input until it leaves the outlet. In this study, we define the domain for the water-parcels tracking as the in-stream river and floodplain network, such that analyses consider only the time spent and age fluxes since the inputs of water from the hydrologic local areas in each computational reach, or water-parcels that arrived from other tributaries. In a long-term simulation, the flux of age of water-packets (i.e. age composition in discharge) can describe the travel times (i.e. in-stream) of the water flowing through the basin outlet. Therefore, different attributes of an ensemble of water-packets leaving the basin can be used to estimate, for example, the in-stream travel times, the total time spent in river on in the in floodplains, and also the water composition (i.e. by age or origin), among other user-defined criteria.

Considering the natural variability of the climate forcing and spatial heterogeneity of the basin, and assuming that the time scale parameters are also variable, we use the results of the HTM to estimate the distribution (i.e., cdf cumulative density function) of the flux of age (i.e. in-stream), based on the in-stream travel times of the ensemble of water-packets leaving the basin (Figure 10). We show that the age of the water-packets leaving the Amazon basin (blue

line) ranges in most cases between 20 and 200 days (10<sup>th</sup> and 90<sup>th</sup> percentile) with a median of 45 days. Also, there is a contrasting difference between the time spent in the river main-channel (red line) and floodplains (green line). Overall, it is expected that the time spent by a water-packet in the main channel will be less than 70 days. Thus, the distortion between the “time in river” and “total time” cdfs for travel times above 45 days reproduces the retention effect due to the water storage in the floodplains. In fact, the cdf of the time spent inside the floodplains (light blue line) shows a variation between 80 and 1000 days (10<sup>th</sup> and 90<sup>th</sup> percentile) and a median of 200 days. Finally, the green line indicates that 80% of the amount of water of the basin flows less than 10 days in the floodplain and also that 20% of the water is exchanged with floodplains at some point. Moreover, 10% of the water-packets take more than 300 days to exit the Amazon basin. These findings suggest the presence of large floodplains may substantially increase the residence time of water in the Amazon Basin.

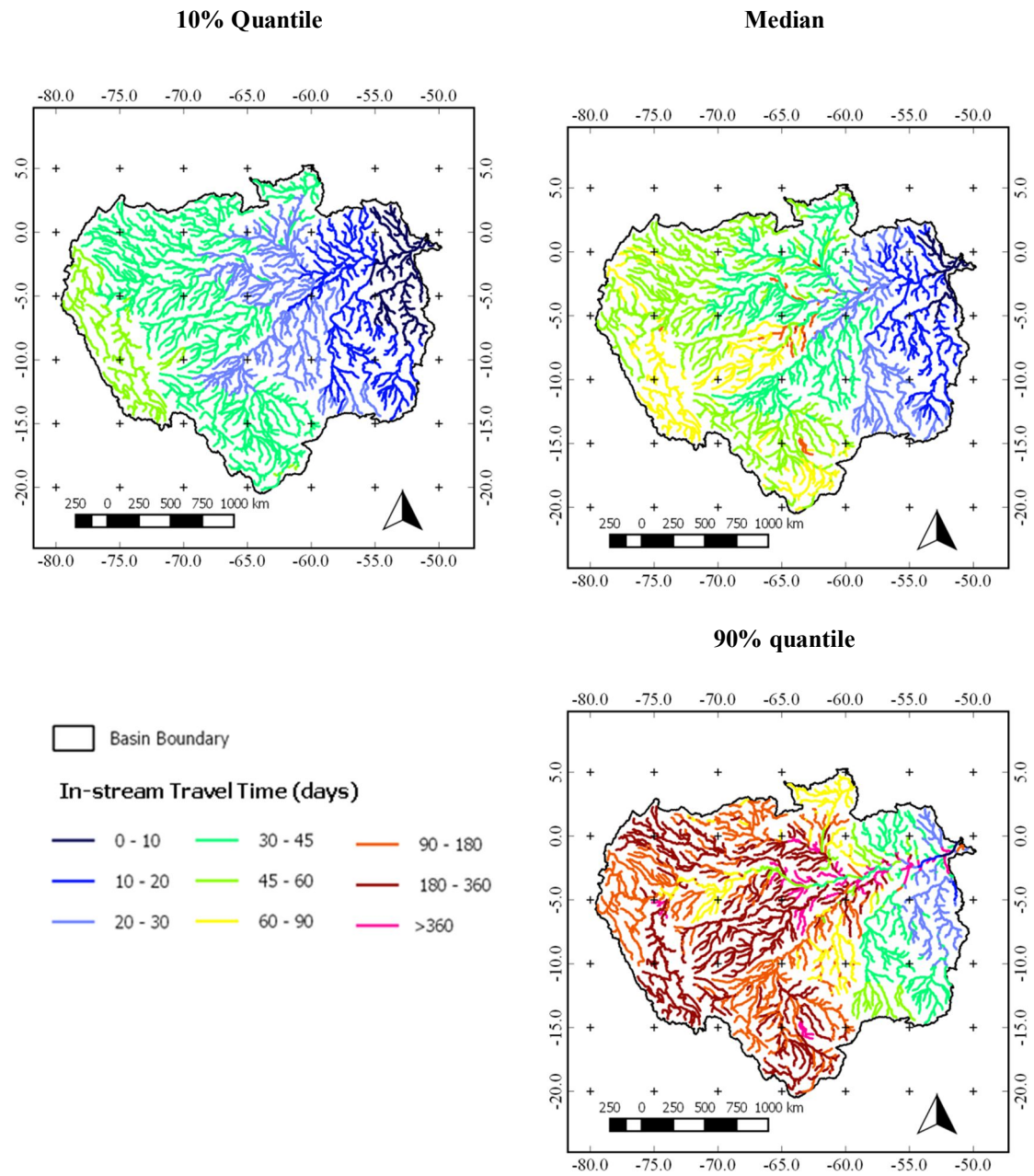
**Figure 10. Cumulative Density Function of the in-stream Travel Time at the basin outlet.**



In a second step, spatial maps were developed to describe travel time for each computational reach (to the outlet) obtained with the HTM simulation (Figure 11). The map for the 10th quantile of travel time provides a reasonable lower limit for the time a water-packet released at any location will take to leave the basin outlet, and varies between 10 and 60 days, which is consistent to the time spent without going through the floodplains. The map for medians is also shaped in travel time isochrones, indicating travel times up to 90 days in farthest reaches and smoother transitions than the map of averages. The average travel time (not shown) is higher than the median across the basin and indicates an asymmetry in the temporal

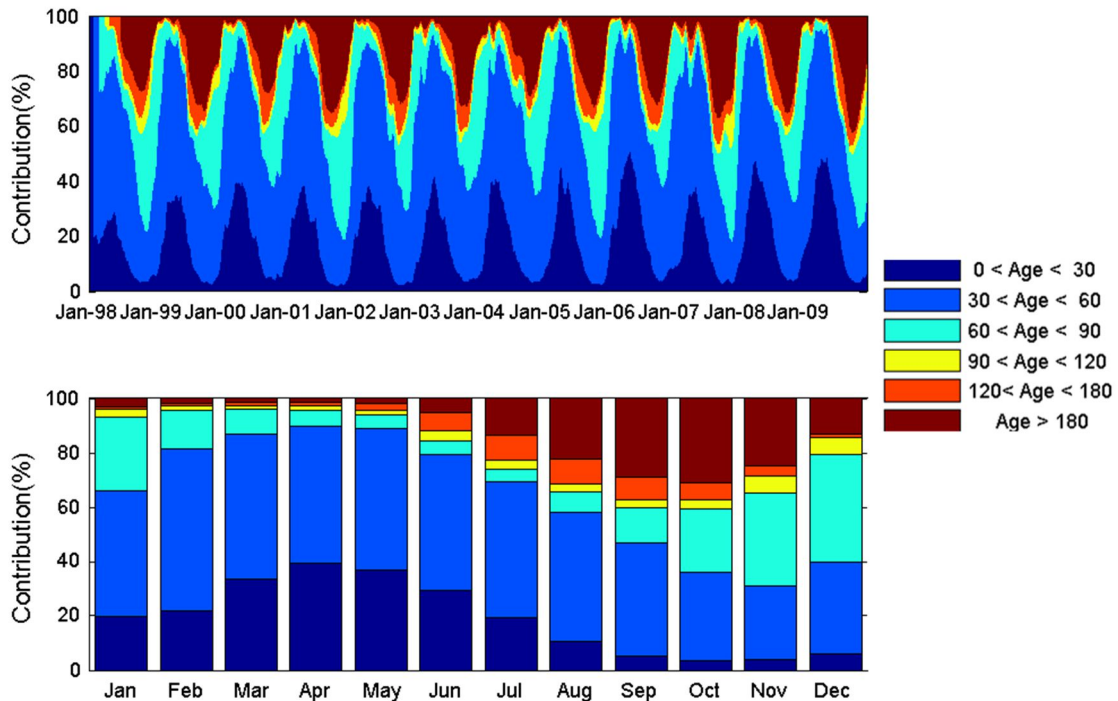
distribution of this variable, related to seasonal effects and water retention in floodplains. The differences between the two measures of central tendency are the result of the gain of age due to retention in the floodplains, observed for instance in the Purus River. Finally, the quantile map 90% demonstrates the possible extended travel times of rivers draining into the Central Amazon due to retention in floodplains.

**Figure 11. Spatial distributions of in stream Travel Time from each catchment to the basin outlet**



The tracking method can provide estimates the distribution of the flux of age at any time-step and computational reach. In Figure 12, we demonstrate the model is able to provide estimates for the temporal variability of the flux of age distribution, moreover, the simulations suggest a cyclic pattern on the water age composition. The "young waters" (i.e. <60-90 days) dominate throughout the year and contribute to almost 100% of the basin discharge during the peak (i.e. April and May), while there is an increase in the fraction of "old waters" (i.e. >90 days) during the mid-recession to low-waters season (i.e. SON). Previous results indicated that the time travel in the rivers is less than 70 days for most of the cases, thus the simulated “aging of water” can be related to the storage in the floodplains modeling approach.

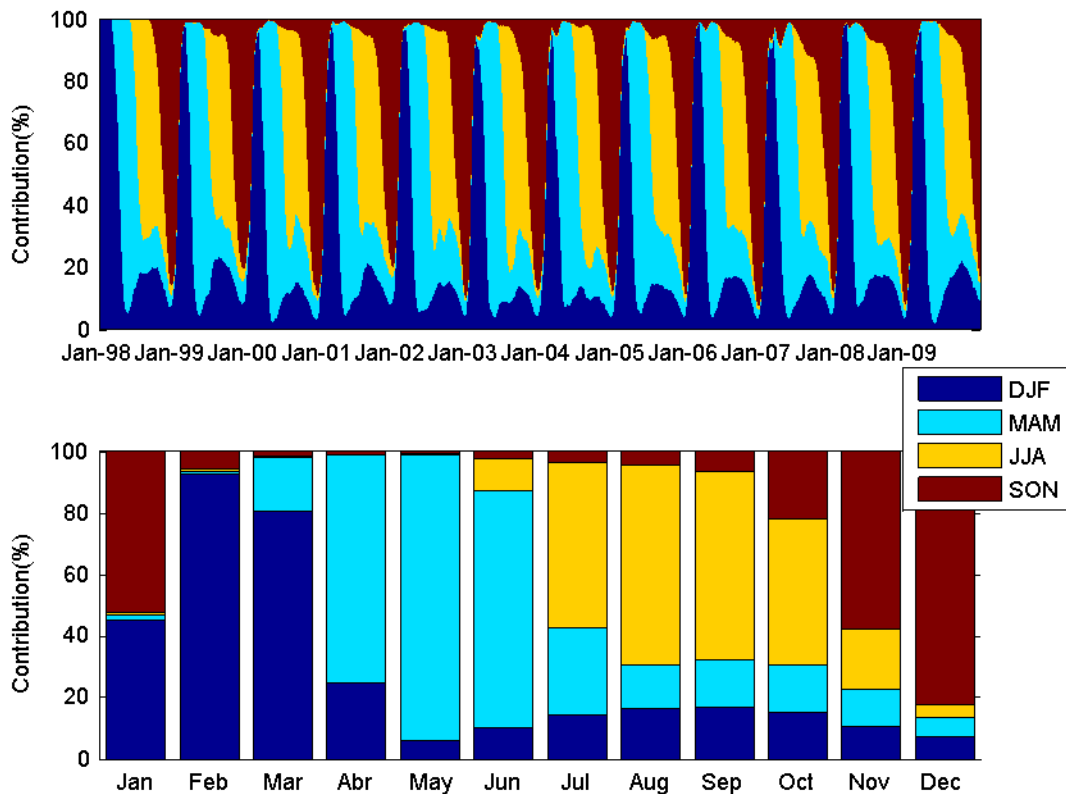
**Figure 12. Temporal variation of the age flux at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom)**



The time spent on rivers is mostly between 30 and 60 days along the year, and younger waters contribution increases during the flooding and peak flow phases, which is coherent with larger water current velocities. On the other hand, as demonstrated in Figure 11, the total time in floodplains (whole set of water-packets) can be much larger than the spent the main-channel. These results (i) suggest the existence of a relation of “water aging” with the passage through the floodplains and (b) stress the significance of water exchange dynamics at larger scales than the duration of the rainy season, or of the annual hydrological cycle annual.

In this way, we considered a complementary analysis of the water fluxes in the basin, focused on the dynamics of the seasonal inputs (i.e. on the main rivers and floodplains) and how it affects water discharge composition over time. Figure 13 shows the temporal variation of the percentage of water that entered the basin in different seasons (DJF: December-January-February; MAM: March-April-May; JJA: June-July-August; SON: September-October-November). The simulation results show that waters inputs from one season can be retained in the basin during several months, for example, waters from JJA are a significant portion of the flow even in September and November, and also a minor parcel of flows in December. Waters entering the drainage system during MAM and DJF seems to contribute in two stages throughout the year. Since the total time spent in the rivers main-channels were found to be less than three months (Figure 10), these results indicate floodplains retain a portion of water from DJF and MAM seasons that can contribute between 5 and 30% of the basin discharge at the hydrograph recession during SON.

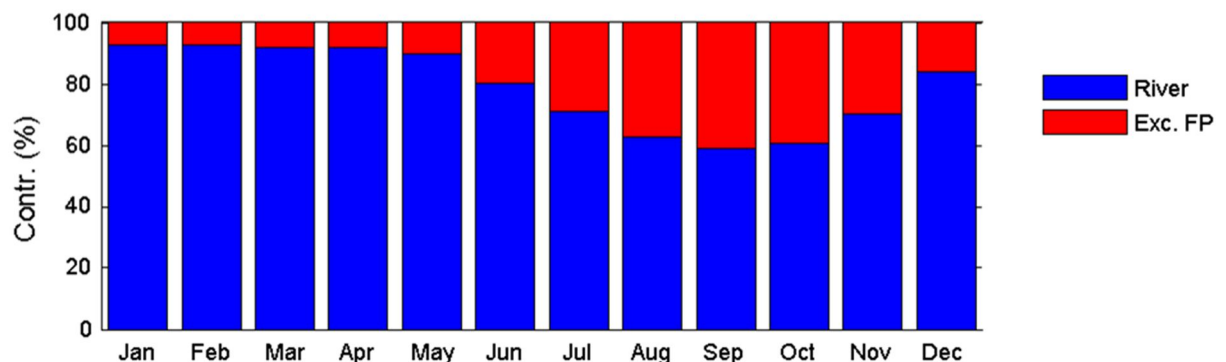
**Figure 13. Temporal variation of seasonal input proportions of the water flux at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom).**



To test the role of floodplain storage and water retention in the basin, we calculated the percentages (i.e. flow) of water composition considering two different groups of water-packets: (1) the ones that passed only through the main channel; and (2) the ones that exchanged with the

floodplain at some point; and the monthly averages were calculated (Figure 14). We can observe the amount of water that passed through the floodplains (red) is between 5% and 40% of the total flux, being smaller during the flood and peak discharges (January to May) and larger during the recession and low waters period. These results indicate that during the annual flood, the discharges are dominated by water that propagate mainly in the main channel, while the flow in the low water period has a larger contribution from the water previously drained and exchanged with floodplains at some point. This finding is in agreement with water tracking result by seasonal inputs (Figure 13) and with the largest proportion of water with “older water” at the low water period (Figure 12) already discussed. It is important to stress that as the present hydrodynamic module of the MGB-IPH (and other models) considers floodplains as storage areas, the results may be larger than the actual time spent in floodplains. The storage model tends to simulate water retention during the flood phase, but the flow between river and floodplains are complex at local scale. For instance, the flow may be twodimensional (Alsdorf et al. 2007b) and the floodplains can also release water during the filling phase (i.e. Lago grande do Curuai, Rudorff et al. 2014a).

**Figure 14. Temporal variation of water exchanged with floodplains (blue: river flow only; red: exchanged with FP) at the Amazon River outlet (top) and monthly climatology (bottom)**



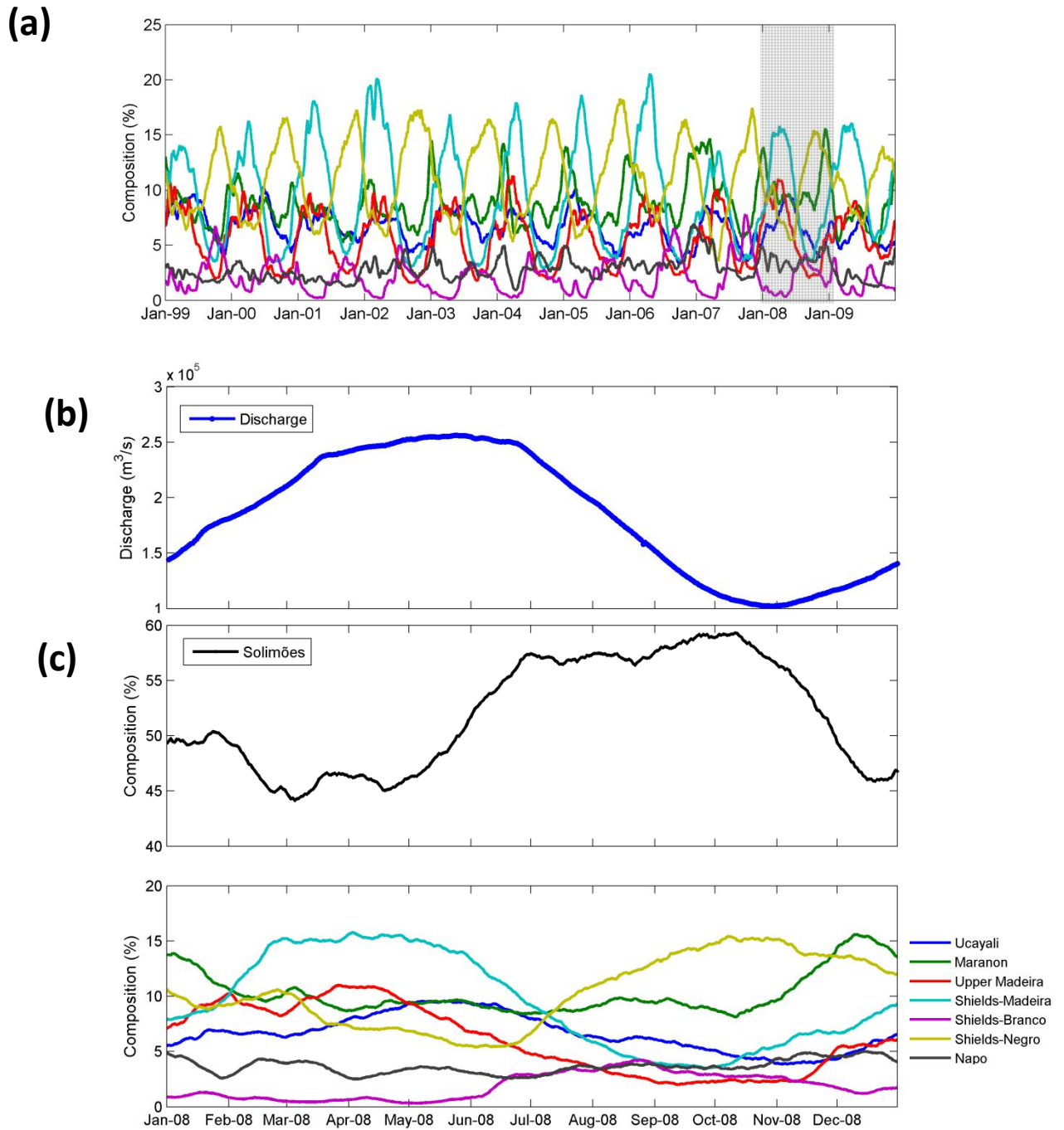
We further demonstrate the potential and flexibility of HTM to study other water-packet attributes, for instance, the water composition based on region of injection (i.e. water source or input). Figure 15a and Figure 15b shows estimates of the water composition (%) at Óbidos based on the parent river (or “origin of the water”) drainage areas (see **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Each region has particular lithological/geomorphological and is similar to those presented by Moquet et al. (2016). Figure 15b (black line) demonstrates the water contribution from the Solimões river accounts for 50 to 60% of the basin discharge. Another important feature is the alternating contributions of water originated from either the Rio Negro (+Rio Branco) and Rio Solimões (+Rio Madeira) basins, with maximum at September-October and April-May, respectively). These results are consistent with the annual discharge cycles of these rivers and their relationship with the rainfall distribution of the inter-tropical



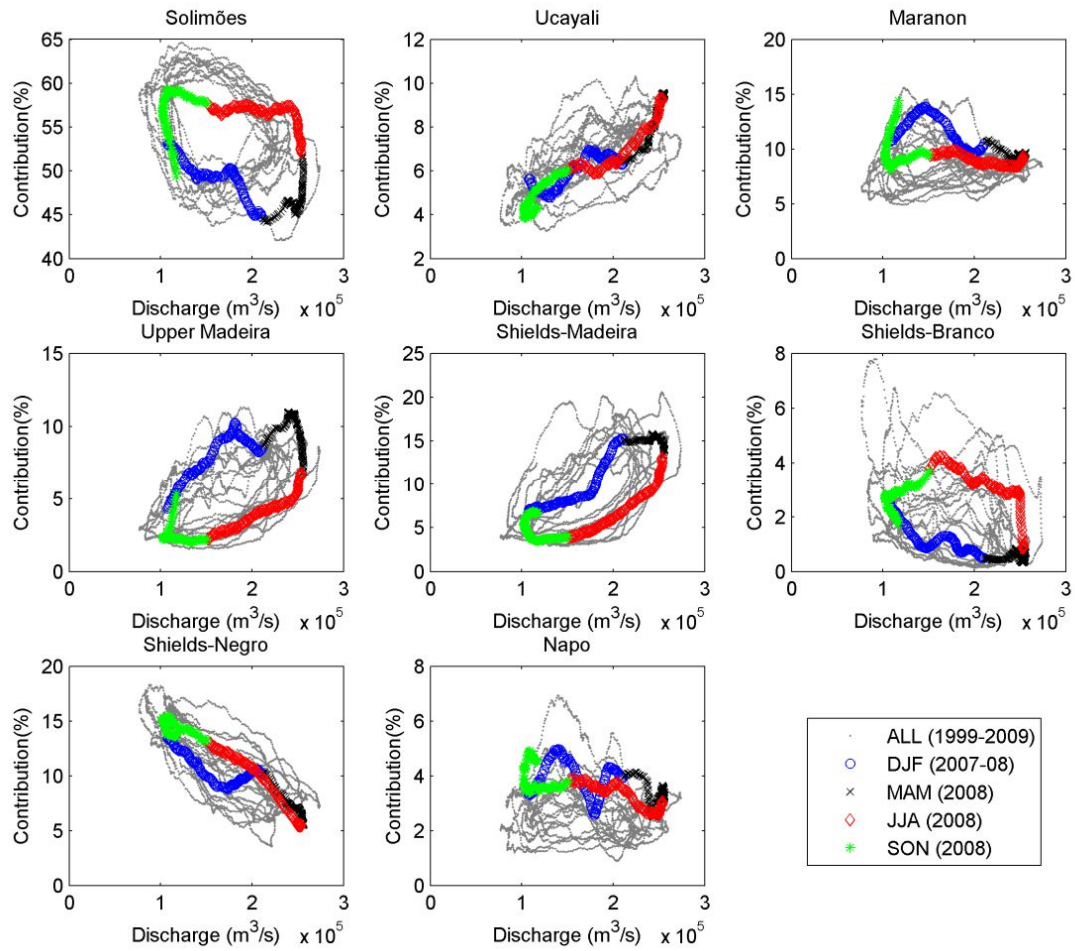
convergence zone. As the waters originated from different parts of the Amazon basin have very striking features in its composition (e.g. dark waters, clear and white). Several studies reported a hysteresis for the TSS (total suspended solids, Meade, 1994; Guyot, 2005; Filizola & Guyot, 2009; Filizola et al. 2011; Martinez et al. 2009) and TDS (Moquet et al. 2016) in relation to the discharge at the Óbidos station in the lower Solimões. This observed hysteresis for total dissolved solids can be explained by a mixing model, resulting from a time offset of the inputs of main tributaries (Solimões, Madeira and Negro) with distinct and low variability of TDS (Moquet et al. 2016). Sanchez et al. (2015) reports lithology is a secondary factor, behind the hydroclimatic variability, for dissolved solid fluxes at some basins (Madeira and Solimões), thus tracking- based modeling approaches can be useful for scenario simulations. Although the hysteresis of TSS is also associated to the lag in time contributions of tributaries (Filizola & Guyot, 2009; Filizola et al. 2011), it responds in a different manner, also due to a combination of factors such as the storage of fine-grained sediment during low-waters, followed by resuspension and depletion during rising waters (Meade et al. 1994) and backwater effects (Meade et al. 1991). The hydrograph separation estimated with MGB-IPH+HTM at Óbidos integrates the temporal effects of the water routing from a hydrodynamic simulation and floodplain storage. This is particularly important because hydrograph separation based on observed discharge data requires additional considerations both on hydrograph time lag and incremental areas gain/losses in discharge. In this way, the HTM is dynamic tracking method with potential to calculate hydrograph “composition”(or separation) at other locations of the basin based on particular user-given criteria.

Figure 16 illustrates the hysteresis for water composition (by parent river) and discharge at Óbidos, though using a phase-diagram perspective. The colored markers indicate the seasons during the period from dec-1997 to nov-1998, while gray dots comprise the whole 1998-2009 simulation. This results suggest the composition of water in flux at Óbidos is composed (mean $\pm$ std) of water from the Solimões (54 $\pm$ 6%), Napo (3 $\pm$ 1%), Ucayali (7 $\pm$ 2%), Marañon (9 $\pm$ 2%), Upper Madeira (6 $\pm$ 3%), Madeira-Shields (9 $\pm$ 5%), Negro-Shields(11 $\pm$ 4%), Branco-Shields (2 $\pm$ 1%). A less erratic cyclic pattern seems to occur for the % contributions of Solimões and Madeira-Shields, however the simulations indicate the water in flux integrates a complex mixture of waters from different sources with inter and intra-annual variability (i.e. spread in gray dots). Finally, the flooding cycles between the Negro-Shields and Madeira-Shields are also clearly observed.

Figure 15. Simulated composition (by parent rivers) of water fluxes at Óbidos. (a) time series of water composition (%) for the 1998-2009 simulation period; (b) simulated daily discharge at Óbidos during the year of 1998; (c) daily water composition (%) during the year of 1998.



**Figure 16. Phase diagram of simulated composition of water fluxes (%) and discharge at Óbidos, by Parent River. Colored markers indicate the seasons DJF(blue), MAM (black), JJA (red) and SON (green) for the year of 2008.**



## CONCLUSION

This work presented a novel hydrologic modeling approach based on a particle-tracking technique. In the HTM, the storage and movement of the waters in the basin is simulated as a large set of water-packets that can be tracked along the river-floodplain network. The model requires outputs from an external hydrological model (i.e. MGB-IPH) to run and The validation and sensitivity analysis demonstrated the model and the ability to represent the reference (hydrological model outputs) water storage and fluxes realistically.

Throughout numerical experiments we demonstrated and studied the temporal and spatial variability of water flows in the Amazon basin, while also highlighted the importance of floodplain storage effects in the increase of water exposure (in age), but also in the availability of water fluxes along the different seasons of the year.

The tracking model approach suggest the travel times of water in the main channel is generally less than 70 days, while the total travel time on floodplains exceeds 120 days. Also, using the water-packet tracking we estimated ~20% of the total flux of water in the basin is exchanged with the floodplains. The variability of the water exchanges flowing into the floodplains was also evaluated and the ratio between river-floodplain discharge and basin discharge ranged between 5 and 40%, which is comparable to existing studies (Richey et al, 1989; Alsdorf et al. 2010). In addition, we demonstrated the HTM model potential as a tool to evaluate the mixture of waters, in both time and space, as shown by the analyses of water composition at Óbidos. In the examples, the tracking model was able to produce a hydrograph separation based on the lithological sources of water and clearly show the alternating contributions of the Negro (and Solimões) and Madeira Rivers to the Amazon waters, but also different patterns for other source regions.

Finally, the proposed methodology may be applied to study other basins and further adapted to evaluate hydrological flow pathways (i.e. surface and groundwater), for instance, using MGB-IPH specific outputs. Given its simple formulation, the HTM is a general model that may be implemented within or coupled to other hydrologic and hydraulic models. Finally, the water-packet attributes and numerical experiment designs may also improved in order to address questions related to pollutant releases, biogeochemical and ecological processes, dams and reservoirs effect, movement of fish and larvae, for example.

## APPENDIX A - Mathematical Basis for the Hydrological Tracking Model

The Poisson distribution presents the probability of occurrence of a known number of  $k$  events during a time interval if the events occur at an average rate ( $\lambda$ ) and are also independent from the last event. In this model, the expected value and variance are given by the  $\lambda$  parameter. If we consider a sequence of Poisson trials, the chance of occurrence of  $k$  or less events in  $n$  trials is described as:

$$F(X \leq k) = e^{-\lambda} \sum_{m=0}^k \frac{\lambda^m}{m!} \quad (\text{Eq. A1})$$

In the event of "a water-packet leaves the control-volume", the  $\lambda$  parameter is then given by the average frequency of water-packets leaving the control-volume during a given time interval ( $\Delta t$ ).

$$\lambda = \frac{Q\Delta t}{\delta} \quad (\text{Eq. A2})$$

where:  $Q$  is the total outflow discharge [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] and  $\delta$  is the water-packet size [ $\text{m}^3$ ]. Using this model we can calculate the probability of the event "no water-packets leaves the control volume" ( $p_0$ ) by setting  $k = 0$  in Equation A1, thus

$$p_0 = F(0) = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta}} \quad (\text{Eq. A3})$$

We can also consider the event "all water packets do not leave the control-volume" as the success of a repetition of  $n_v$  independent experiments with a chance of success ( $p$ , "do not leave") or fail ( $1-p$ , "leave"), where  $n_v$  is the number of water-packets in the control-volume. In this perspective, for a given number of successes ( $k$ ), the probability of occurrence of events is estimated by the Binomial distribution.

$$Pr(X = k) = \binom{n_v}{k} p^k (1-p)^{n_v-k} \quad (\text{Eq. A4})$$

The chance of "all water packets do not leave the control-volume" is then given by setting  $k = n_v$ , so that

$$Pr(X = n_v) = p^{n_v} \quad (\text{Eq. A5})$$

The probability of "all water packets do not leave the control-volume" ( $p^{n_v}$ ) must equal the probability of "no water packets leaves the control-volume" ( $p_0$ ), thus Eq. A3 = Eq. A5

$$p^{n_v} = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta}} \quad (\text{Eq. A6})$$

Finally, the probability that an individual water-packet will "not leave" or "will leave" the control-volume can be described by  $p$  and  $q$ , respectively:

$$p = e^{-\frac{Q\Delta t}{\delta n_v}} = e^{-\frac{Q\Delta t}{S}} \quad (\text{Eq. A7})$$

$$q = 1 - p = 1 - e^{-\frac{Q\Delta t}{S}} \quad (\text{Eq. A8}).$$

Where  $S = \delta n_v$  is the total water storage in the control-volume.

Additionally, it is considered that the chance of 'leaving' the control-volume through different  $l$  pathways (i.e. or links) follows a uniform distribution and is proportional to each pathway outflow contribution ( $Q_l$ ) to the total outflow discharge ( $Q$ ). Thus, the chance a water packet has to leave the control-volume by the  $l$ -th pathway is described by equation 9:

$$q_l = (1 - e^{-\frac{Q\Delta t}{S}}) \frac{Q_l}{\sum Q_l} \quad (\text{Eq. A9})$$

Equation A9 is the general model developed and used to estimate the chance for the water packets leave a control-volume in each time-step. It can be used to obtain a probabilistic simulation of the movement of several water packets in a computational watershed, provided the volumes and mean discharges in each control-volume (i.e. river and floodplain) along the timeline (i.e. time-series results from hydrological-hydrodynamic simulation).

This is a simple water-packet tracking model with two user-specified parameters: standard water packet size ( $\delta$ ) and time-step ( $\Delta t$ ). Lower values for  $\delta$  implicates in increased number of computational water packets, higher resolution, but an increase in computational demand and model run times. Moreover, discharges, storages and control-volume links information are required for this modeling approach.

## APPENDIX B – Validation details for other regions in the Amazon Basin

**Table 1. Summary of differences between modeled storage and fluxes (24h mean) in HTM and MGB-IPH at main rivers of the Amazon River Basin**

	<b>MAE</b>	<b>MAPD</b>	<b>MPE(%)</b>	<b>RMSE</b>
<b>Amazon (<math>\epsilon_v = 1.81 \times 10^{-8}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	2.6 m <sup>3</sup>	0.009	+0.88 %	3.6 m <sup>3</sup>
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	2643 m <sup>3</sup> /s	0.015	+0.42%	3147 m <sup>3</sup> /s
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	1050 m <sup>3</sup> /s	0.104	-1.14%	1356 m <sup>3</sup> /s
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	4724 m <sup>3</sup> /s	0.026	+0.30%	6058 m <sup>3</sup> /s
<b>Negro (<math>\epsilon_v = 7.34 \times 10^{-8}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.1	0.004	-0.21%	0.2
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	536	0.018	+0.18%	679
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	293	0.286	-0.25%	386
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	1801	0.067	+0.22%	2284
<b>Madeira (<math>\epsilon_v = 2.28 \times 10^{-7}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.4	0.02	-1.95%	0.53
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	587	0.024	-0.08%	765
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	490	0.251	-5.55%	710
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	1825	0.087	+0.51%	2392
<b>Tapajós (<math>\epsilon_v = 3.72 \times 10^{-8}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.06	0.005	-0.38%	0.07
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	323	0.027	+0.69%	423
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	89	0.788	-11.95%	123
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	1318	0.115	+0.18%	1689
<b>Xingu (<math>\epsilon_v = 8.38 \times 10^{-7}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.03	0.005	-0.29%	0.04
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	282	0.036	+1.27%	397
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	51	1.088	-25.9%	76
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	1096	0.153	+0.12%	1466



<b>Purus (<math>\epsilon_v = 1.5 \times 10^{-6}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.04	0.018	-1.70%	0.06
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	205	0.046	-0.05%	278
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	92	0.786	-0.60%	143
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	827	0.216	+0.17%	1106
<b>Alto Solimões (Tamshyacu) (<math>\epsilon_v = 1.92 \times 10^{-7}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.31	0.210	-2.08%	0.35
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	514	0.021	-0.01%	654
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	308	0.480	-24.3%	417
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	1754	0.076	-0.003%	2239
<b>Alto Madeira (Guajamirim)(<math>\epsilon_v = 1.92 \times 10^{-7}</math>)</b>				
Water Storage (m <sup>3</sup> )	0.17	0.039	-3.95%	0.22
Discharge(m <sup>3</sup> /s)	233	0.044	0.46%	312
River-Floodplain Net Exchange(m <sup>3</sup> /s)	181	1.993	+160%	270
Local Catchment discharge (m <sup>3</sup> /s)	925	0.2203	2.43%	1252

MAE: mean absolute error  
MAPD: mean absolute percentage error  
MPE: mean percentage error  
RMSE: root mean squared error

## REFERENCES

- Abril G et al. (2014) Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands, *Nature*, 505(7483), 395–398, doi:10.1038/nature12797
- Alsdorf D, Bates P, Melack J, Wilson M, Dunne T (2007b) Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space, *Geophys. Res. Lett.*, 34(8), L08402, doi:10.1029/2007GL029447
- Alsdorf D, Han S-C, Bates P, Melack J (2010) Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites, *Remote Sens. Environ.*, 114(11), 2448–2456, doi:10.1016/j.rse.2010.05.020
- Alsdorf DE, Rodríguez E, Lettenmaier DP (2007a) Measuring surface water from space, *Rev. Geophys.*, 45, RG2002, doi:10.1029/2006RG000197
- Beighley RE, Eggert KG, Dunne T et al. (2009) Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, *Hydrol. Process.*, 23, 1221–1235, doi:10.1002/hyp.7252
- Benettin P, van der Velde Y, van der Zee SEATM, Rinaldo A, Botter G (2013) Chloride circulation in a lowland catchment and the formulation of transport by travel time distributions, *Water Resour. Res.*, 49, 4619–4632, doi:10.1002/wrcr.20309
- Beven K (2010) Preferential flows and travel time distributions: Defining adequate hypothesis tests for hydrological process models, *Hydrol. Processes*, 24(12), 1537–1547, doi:10.1002/hyp.7718
- Bonnet MP, Barroux G, Martinez JM et al. (2008) Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí), *J. Hydrol.*, 349(1-2), 18–30, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.055
- Botter G, Bertuzzo E, Rinaldo A (2011) Catchment residence and travel time distributions: The master equation, *Geophys. Res. Lett.*, 38(11), 1–6, doi:10.1029/2011GL047666.
- Bourgoin LM, Bonnet M-P, Martinez J-M et al. (2007) Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil, *J. Hydrol.*, 335(1-2), 140–156, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.11.023.
- Brauman KA, Daily GC, Duarte TK, Mooney HA (2007) The nature and value of ecosystem services: An overview highlighting hydrologic services. *Annual Review of Environment and Resources*, 32, 67–99, doi:10.1146/annurev.energy.32.031306.102758
- Bustillo V, Victoria RL, Sousa de Moura JM et al. (2011) Factors driving the biogeochemical budget of the Amazon River and its statistical modelling, *Compt Rendus Geosci*, 343, 261–277, doi:10.1016/j.crte.2011.01.003
- Bustillo V, Victoria RL, Sousa de Moura JM et al. (2010) Biogeochemistry of the Amazonian floodplains: insights from six end-member mixing models. *Earth Interact.*, 14, 1–83, doi:10.1175/2010EI326.1
- Callède J, Cochonneau G, Ronchail J, Vieira Alves F, Guyot J-L, Santos Guimaraes V, De Oliveira E (2010) Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. *Journal of Water Science, Revue des Sciences de l'eau*, 23, 247-273, Lavoisier (Hermes Science Publications)
- Castello L, Macedo MN (2016), Large-scale degradation of Amazonian freshwater ecosystems. *Glob Change Biol*, 22, 990–1007. doi:10.1111/gcb.13173
- Coe MT, Costa MH, Botta A, Birkett C (2002) Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), doi:10.1029/2001JD000740

- Coe MT, Costa MH, Botta A, Birkett C (2002) Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), doi:10.1029/2001JD000740
- Coe MT, Costa MH, Howard EA (2008) Simulating the surface waters of the Amazon River basin : impacts of new river geomorphic and flow parameterizations, 22, 2542–2553, *Hydrol. Process.*, doi:10.1002/hyp.6850.
- Cole JJ, Prairie YT, Caraco NF et al. (2007) Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget, *Ecosystems*, 10, 172-185, doi:10.1007/s10021-006-9013-8
- Collischonn W, Allasia DG, Silva BC, Tucci CEM (2007) The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling, *Hydrological Sciences Journal*, 52, 878-895, doi: 10.1623/hysj.52.5.878
- Cook PG, Böhlke J-K (2000) Determining timescales for groundwater flow and solute transport. In: Cook, P., Herczeg, A.L. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, 1–30, doi: 10.1007/978-1-4615-4557-6\_1
- Costanza R, de Groot R, Sutton P, et al. (2014) Changes in the global value of ecosystem services, *Global Environmental Change*, 26, 152-158, doi:10.1016/j.gloenvcha.2014.04.002
- Cucco A, Umgiesser G (2006) Modeling the Venice Lagoon residence time. *Ecological Modelling*, 193, 34-51, doi: 10.1016/j.ecolmodel.2005.07.043
- Cullmann J, Junk WJ, Weber G, Schmitz GH (2006) The impact of seepage influx on cation content of a Central Amazonian floodplain lake, *J Hydrol*, 328, 297–305, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.12.027
- Dagan G, Cvetkovic V, Shapiro A (1992) A solute flux approach to transport in heterogeneous formations. 1: The general framework, *Water Resour. Res.*, 28(5), 1369–1376, doi: 10.1029/91WR03086
- Dagan G, Nguyen V (1989) A comparison of travel time and concentration approaches to modeling transport by groundwater, *J. Contam. Hydrol.*, 4, 79–91. doi: 10.1016/0169-7722(89)90027-2
- Davies J, Beven K, Rodhe A, Nyberg L, Bishop K (2013) Integrated modeling of flow and residence times at the catchment scale with multiple interacting pathways, *Water Resour. Res.*, 49, 4738–4750, doi:10.1002/wrcr.20377
- de Brauwere A, de Brye B, Blaise S, Deleersnijder E (2011) Residence time, exposure time and connectivity in the Scheldt Estuary, *Journal of Marine Systems*, 84, 85-95, doi: 10.1016/j.jmarsys.2010.10.001
- de Rooij R, Graham W, Maxwell, RM (2013) A particle-tracking scheme for simulating pathlines in coupled surface-subsurface flows, *Advances in Water Resources*, 52, 7–18, doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.022
- de Rooij R, Graham W, Maxwell, RM (2013). A particle-tracking scheme for simulating pathlines in coupled surface-subsurface flows. *Advances in Water Resources*, 52, 7–18, doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.022.
- Decharme B, Alkama R, Papa F et al. (2011) Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model, *Clim. Dyn.*, 38, 1389–1412, doi: 10.1007/s00382-011-1054-9
- Delhez EJ, Campin J-M, Hirst AC, Deleersnijder E (1999) Toward a general theory of the age in ocean modelling, *Ocean Modell.*, 1(1), 17–27, doi:10.1016/S1463–5003(99)00003–7
- Delhez EJM, Heemink AW, Deleersnijder E (2004) Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem, *Estuarine, Coastal, and Shelf Science*, 61, 691- 702, doi: 10.1016/j.ecss.2004.07.013

- Downing JA (2009) Global limnology: up-scaling aquatic services and processes to planet. *Verh. Int. Verein. Limnol*, 30, 1149-1166
- Dudgeon D, Arthington AH, Gessner M et al. (2006) Freshwater biodiversity: importance, threats, status and conservation challenges. *Biol. Rev. Camb. Philos. Soc.*, 81, 163–182, doi:10.1017/S1464793105006950
- Dunne T, Meade RH, Richey JE, Forsberg BR (1998) Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil, *GSA Bull.*, 110(4), 450–467, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2
- Engdahl NB, Maxwell RM (2015) Quantifying changes in age distributions and the hydrologic balance of a high-mountain watershed from climate induced variations in recharge, *Journal of Hydrology*, 522, 152-162, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.032
- Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183
- Ferreira-Ferreira J, Silva TSF, Streher AS et al (2015) Combining ALOS/PALSAR derived vegetation structure and inundation patterns to characterize major vegetation types in the Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon floodplain, Brazil. *Wetl. Ecol. Manag.*, 23, 23-41, doi:10.1007/s11273-014-9359-1
- Filizola N, Guyot JL (2009) Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set, *Hydrol Process*, 23, 3207–3215, doi: 10.1002/hyp.7394
- Filizola N, Guyot J-L, Wittmann H, et al. (2011) The significance of suspended sediment transport determination on the Amazonian hydrological scenario. In: Manning AJ (Ed). *Sediment transport in aquatic environments*, 45-64, doi: 10.5772/19948
- Fleischmann AS, Paiva RCD, Collischonn W, Sorribas MV, Pontes PRM (2016) On river-floodplain interaction and hydrograph skewness, *Water Resour. Res.*, 52, 7615–7630, doi:10.1002/2016WR019233.
- Forsberg BR, Devol AH, Richey JE, Martinelli LA, Santos H (1988) Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes, *Limnol. Ocean.*, 33(1), 41–56, doi: 10.4319/lo.1988.33.1.004
- Getirana ACV, Bonnet M-P, Rotunno Filho OC et al. (2010) Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: Evaluation based on in situ and spatial altimetry data, *Hydrol. Processes*, 24(22), 3219–3236, doi: 10.1002/hyp.7747
- Guimberteau M, Drapeau G, Ronchail J, et al. (2012) Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets, 16, 911-912, *Hydrol Earth Syst Sci.* doi:10.5194/hess-16-911-201w
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A., (2005). Régimes et bilan du flux sédimentaire à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. In: Walling, D.E., Horowitz, A.J. (Eds.), *Sediment Budgets 1*, vol. 291. IAHS. Publ., pp. 347–354. Nittrouer et al., 1995
- Hess L, Melack JM, Novo EMLM, Barbosa CCF, Gastil M (2003) Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sens. Environ.*, 87(4), 404–428, doi:10.1016/j.rse.2003.04.001
- Hess L, Melack JJ, Affonso AG et al. (2015) Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar, *Wetlands*, 35, 745-756, doi: 10.1007/s13157-015-0666
- Hrachowitz M, Savenije H, Bogaard TA, Tetzlaff D, Soulsby C (2013) What can flux tracking teach us about water age distribution patterns and their temporal dynamics?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(2), 533–564, doi: 10.5194/hess-17-533-2013

- Huffman G, Adler R, Bolvin D et al. (2007) The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.
- Junk WJ (1997) General Aspects of Floodplain Ecology with Special Reference to Amazonian Floodplains. In: Junk WJ (Ed) *The Central Amazon Floodplain, Ecological Studies Volume 126*, Springer Berlin Heidelberg, doi : 10.1007/978-3-662-03416-3\_1
- Junk WJ, Bayley PB, Sparks RE (1989) The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems, in *Proceeding of the International Large River Symposium*. In: Dodge DP (ed.) *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat.Sci.* 106, 110–127
- Junk WJ, Piedade MTF, Schöngart J et al. (2011) A Classification of Major Naturally-Occurring Amazonian Lowland Wetlands, *Wetlands*, 31, 623-640, doi:10.1007/s13157-011-0190-7
- Kendall C, Caldwell EA, (1998) Fundamentals of isotope geochemistry. In: Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 51–86. Available at: <wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html>
- Landon, M.K., Delin, G.N., Komor, S.C., Regan, C.P., 2000. Relation of pathways and transit times of recharge water to nitrate concentrations using stable isotopes. *Ground Water* 38 (3), 381– 395.
- Lesack LFW, Melack JM (1995) Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an Amazon floodplain lake, *Water Resour. Res.*, 31, 329–345, 10.1029/94WR02271
- Lobón-Cervia J, Hess LL, Melack JM et al. (2015) The association between forest cover and fish abundance on the Amazon floodplain. *Hydrobiologia*, 750, 245-255, doi:10.1007/s10750-014-2040-0
- Lucas LV (2010) Implications of estuarine transport for water quality. In: Valle-Levinson, A. (eds), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 272-306
- Lucas LV, Thompson JK, Brown LR (2009) Why are diverse relationships observed between phytoplankton biomass and transport time? *Limnology and Oceanography*, 54(1), 381- 390, doi: 10.4319/lo.2009.54.1.0381
- Maidment DR (1992) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Inc., New York
- Martinez J-M, Guyot J-L, Filizola N, Sondag F (2009) Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 257–264, doi: 10.1016/j.catena.2009.05.011
- McDonald MG, Harbaugh AW (1984) *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*, U.S. Geological Survey, 528p
- McDonnell JJ, McGuire K, Aggarwal P et al. (2010) How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modeling and analysis, *Hydrol. Processes*, 24, 1745–1754, doi:10.1002/hyp.7796.
- McGuire KJ, McDonnell JJ (2006) A review and evaluation of catchment transit time modeling, *J. Hydrol.*, 330(3–4), 543–563, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.020.
- Meade RH (1994) Suspended Sediments of the Modern Amazon and Orinoco Rivers, *Quaternary Int.*, 21, 29–39, doi:10.1016/1040-6182(94)90019-1
- Meade RH, Dunne T, Richey JE et al. (1985) Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil., *Science*, 228(4698), 488–90, doi:10.1126/science.228.4698.488.

- Meade RH, Rayol JM, Da Conceição SC, Natividade JRG (1991) Backwater Effects on Amazon River Basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2), 105–114, doi: 10.1007/BF01704664
- Melack JM, Coe MT (2013) Climate Change and the Floodplain Lakes of the Amazon Basin. In: Goldman CR, Kumagai M, Robarts RD (eds) *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies*, John Wiley & Sons, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781118470596.ch17
- Melack JM, Forsberg BR (2001) Biogeochemistry of Amazon flood plains and associated wetlands. In: McClain ME, Victoria RL, Richey J. (Eds.), *The Biogeochemistry of the Amazon Basin and its Role in a Changing World*, vol. 14. Oxford University Press, Oxford, 235–274.
- Melack JM, Hess LL (2010) Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In: Junk WJ, Piedade MTF, Wittmann F, et al. (Eds.) *Amazonian floodplain forests: Ecophysiology, biodiversity and sustainable management*, vol. 210, 43–59, Springer Netherlands, Dordrecht.
- Melack JM, Novo EMLM, Forsberg BR et al. (2009) Floodplain Ecosystem Processes. In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Silva Dias P (Eds.) *Amazonia and Global Change Geophys. Monogr. Ser.*, 186, 525–541. American Geophysical Union, Washington, D.C., doi: 10.1029/2008GM000727
- Mertes LAK (1994) Rates of flood-plain sedimentation on the central Amazon River, *Geology*, 22(2), 171-174, doi: doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0171:ROFPSO>2.3.CO;2
- Mertes LAK, Daniel DL, Melack JM et al. (1995) Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective, *Geomorphology*, 13, 215–232, doi: 10.1016/0169-555X(95)00038-7
- Millennium Ecosystem Assessment (2005) *Ecosystem and Human Well-Being: Wetlands and Waters Synthesis*. World Resources Institute, Washington, DC
- Monsen NE, Cloern JE, Lucas LV, Monismith SG (2002) A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales, *Limnol. Ocean.*, 47(5), 1545-1553, doi: 10.4319/lo.2002.47.5.1545
- Moquet J-S, Crave A, Viers J et al (2011) Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins, *Chem Geol*, 287, 1-26, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.005
- Moquet J-S, Crave A, Viers J et al (2011) Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins, *Chem Geol*, 287, 1-26, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.005
- Moreira-Turcq P, Bonnet M-P, Amorim M et al. (2013) Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River, *Global Biogeochem. Cycles*, 27, 119–130, doi:10.1002/gbc.20022.
- Moquet J-S, Guyot JL, Crave A et al. (2016) Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean, *Environ Sci Pollut Res*, 23, 11405, doi:10.1007/s11356-015-5503-6
- Moreira-Turcq P, Seyler P, Guyot JL, Etcheber H (2003) Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries, *Hydrol.Process.*, 17(7), 1329–1344, doi:10.1002/hyp.1287
- Moreira-Turcq P, Seyler P, Guyot JL, Etcheber H (2003) Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. *Hydrol.Process.* 17, 1329–1344, doi:10.1002/hyp.1287
- Mortatti J, Moraes J, Victoria R. et al. (1997) Hydrograph Separation of the Amazon River: A Methodological Study, *Aquatic Geochemistry*, 3(2), 117-122, doi:10.1023/A:1009606801595

- Mortatti J, Probst J-L (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations, *Chem Geol*, 197, 177–196, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00349-2
- Mortatti J, Probst J-L (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chem Geol* 197:177–196
- Natural Resources Conservation Services - NRCS (2010) Chapter 15: Time of Concentration in: *National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology*
- Neal J, Schumann G, Bates P (2012) A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas, *Water Resour. Res.*, 48(11), 1–16, doi:10.1029/2012WR012514.
- New M, Lister D, Hulme M, Makin I (2002) A high-resolution data set of surface climate over global land areas, *Clim. Res.*, 21, 1–25, doi:10.3354/cr021001
- Paiva RCD, Buarque DC, Collischonn W et al. (2013) Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, *Water Resour.Res.*, 49(3), 1226–1243, doi:10.1002/wrcr.20067
- Paiva RCD, Collischonn W, Tucci CEM (2011) Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, *J. Hydrol.*, 406, 170–181, doi: 10.1016/0020-708X(77)90026-6
- Papa F, Prigent C, Aires F et al. (2010) Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, *J. Geophys. Res.*, 115(D12), D12111, doi:10.1029/2009JD012674
- Prigent C, Papa F, Aires F, Rossow WB, Matthews E (2007), Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations 1993–2000, *J. Geophys. Res.*, 112, D12107, doi:10.1029/2006JD007847.
- Rasera MFFL, Krusche A. Richey et al. (2013) Spatial and temporal variability of pCO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> efflux in seven Amazonian Rivers, *Biogeochemistry*, 116, 241–259, doi:10.1007/s10533-013-9854-0
- Richey JE, Melack JM, Aufdenkampe AK, Ballester VM, Hess LL (2002) Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature*, 416(6881), 617–620, doi:10.1038/416617a.
- Richey JE, Mertes LAK, Dunne T et al. (1989) Sources and Routing of the Amazon River Flood Wave, *Global Biogeochem. Cycles*, 3(3), 191–204, doi: 10.1029/GB003i003p00191
- Rinaldo A, Beven KJ, Bertuzzo E et al. (2011) Catchment travel time distributions and water flow in soils, *Water Res. Res.*, 47, W07537, doi:10.1029/ 2011WR010478
- Rinaldo A, Beven KJ, Bertuzzo E et al., 2011, Catchment travel time distributions and water flow in soils, *Water Res. Res.*, 47, W07537, doi:10.1029/ 2011WR010478
- Rinaldo A, Marani A, (1987) Basin scale-model of solute transport, *Water Resour. Res.*, 23(11), 2107–2118, doi:10.1029/WR023i011p02107.
- Rios-Villamizar EA, Piedade MTF, da Costa JG et al (2014) Chemistry of different Amazonian water types for river classification: a preliminary review. *WIT Trans Ecol Environ*. doi:10.2495/13WS0021
- Rosenberg DM, McCully P, Pringle CM (2000) Global-Scale Environmental Effects of Hydrological Alterations: Introduction, *Bioscience*, 50(9), 746-751
- Rudorff CM, Melack JM, Bates PD (2014a) Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge, *Water Resour. Res.*, 50(1), 619–634, doi:10.1002/2013WR014091

- Rudorff CM, Melack JM, Bates PD (2014b) Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability, *Water Resour. Res.*, 50(1), 635–649, doi:10.1002/2013WR014714
- Sanchez LSH, Horbe A, Moquet J-S et al. (2015) Variação espaço-temporal do material inorgânico dissolvido na bacia Amazônica. *Acta Amaz.* (Online), 45(2), 175-186, doi: 10.1590/1809-4392201402722
- Santos da Silva J, Calmant S, Seyler F et al. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions, *Remote Sens. Environ.*, 114(10), 2160–2181, doi: 10.1016/j.rse.2010.04.020
- Seyler PT, Boaventura GR (2003) Distribution and partition of trace metals in the Amazon basin, *Hydrol. Process.*, 17(7), 1345–1361, doi:10.1002/hyp.1288
- Sheldon JE, Alber M (2006) The calculation of estuarine turnover times using freshwater fraction and tidal prism models: a critical evaluation, *Estuaries and Coasts*, 29(1), 133-146, doi: 10.1007/BF02784705
- Shen J, Haas L (2004) Calculating age and residence time in the tidal York River using three-dimensional model experiments, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 61(3), 449–461, doi:10.1016/j.ecss.2004.06.010.
- Solomon DK, Cook PG, Sanford WE (1998) Dissolved gases in subsurface hydrology. In: Kendall, C., McDonnell, J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 291–318.
- Solomon DK, Cook PG, Sanford WE (1998) Dissolved gases in subsurface hydrology. In: Kendall C, McDonnell J (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam, 291–318.
- Sorribas MV, Paiva RCD, Melack JM et al. (2016) Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, *Climatic Change*, 136(3), 555-570. doi:10.1007/s10584-016-1640-2
- Stallard RF, Edmond JM (1983) Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load, *J Geophys Res*, 88, 9671–9688, doi: 10.1029/JC088iC14p09671
- Stallard RF, Edmond JM (1987) Geochemistry of the Amazon. 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs, *J Geophys Res*, 92, 8293–8302, doi: 10.1029/JC092iC08p08293
- Stewart MK, Mehlhorn J, Elliott S (2007) Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand, *Hydrological Processes*, 21, 3340-3356, doi: 10.1002/hyp.6557
- Tapley BD, Bettadpur S, Ries JC, et al. (2004) GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305(3683), 503–505, doi: 10.1126/science.1099192
- Tardy Y, Bustillo V, Roquin C et al. (2005) The Amazon Biogeochemistry applied to river basin management: part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modelling, *Appl Geochem*, 20, 1746–1829, doi: 10.1016/j.apgeochem.2005.06.001
- Turner J, Albrechtsen H-J, Bonell M et al. (2006) Future trends in transport and fate of diffuse contaminants in catchments, with special emphasis on stable isotope applications. *Hydrological Processes* 20, 205–221, doi: 10.1002/hyp.6074
- Varni M, Carrera J (1998) Simulation of groundwater age distributions, *Water Resour. Res.*, 34(12), 3271–3281, doi: 10.1029/98WR02536



- Viers J, Barroux G, Pinelli M et al. (2005) The influence of the Amazonian floodplain ecosystems on the trace element dynamics of the Amazon River mainstem (Brazil), *Sci. Total Environ.*, 339(1-3), 219–32, doi:10.1016/j.scitotenv.2004.07.034
- Villar JCE, Ronchail J, Guyot JL et al. (2009) Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), *Int. J. Clim.*, 29, 1574–1594, doi:10.1002/joc179
- Vörösmarty CJ, Green P, Salisbury J, Lammers RB (2000) Global Water Resources: vulnerability from climate change and population growth, *Science*, 289, 284-288, doi:
- Vörösmarty CJ, McIntyre PB, Gessner MO et al. (2010) Global threats to human water security and river biodiversity, *Nature*, 467, 555–561, doi:10.1038/NATURE09
- Wan Y, Qiu C, Doering P et al. (2013) Modeling residence time with a three-dimensional hydrodynamic model: Linkage with chlorophyll a in a subtropical estuary, *Ecological Modelling*, 268, 93-102, doi: 10.1016/j.ecolmodel.2013.08.008
- Wilson MD, Bates P, Alsdorf D et al. (2007) Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, 34(15), L15404, doi:10.1029/2007GL030156
- Wohl E, Barros A, Brunzell N (2012) The hydrology of tropic humid tropics. *Nature Climate Change*, 2, 655-662, doi:10.1038/nclimate1556
- Worrall F, Howden NJK, Burt TP (2014) A method of estimating in-stream residence time of water in rivers, *Journal of Hydrology*, 512, 274–284, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.050
- Yamazaki D, Kanae S, Kim H, Oki T (2011) A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, *Water Resour. Res.*, 47(4), n/a–n/a, doi: 10.1029/2010WR009726.
- Zimmerman JTF (1976) Mixing and Flushing of Tidal Embayments in the Western Dutch Wadden Sea Part I: Distribution of Salinity and Calculation of Mixing Time Scales, *Netherl. J. Sea Res.*, 10(2), 149–191, doi: 10.1016/0077-7579(76)90013-2
- Zuidgeest A, Baumgartner S, Wehrli B (2016) Hysteresis effects in organic matter turnover in a tropical floodplain during a flood cycle, *Biogeochemistry*, 131(1), 44-63, doi: 10.1007/s10533-016-0263-z

## 5. LIMITAÇÕES

O modelo de rastreamento hidrológico (HTM, hydrological tracking model) proposto apresenta algumas premissas e limitações, além da aplicação de grande escala, sendo que cabe destacar:

1) os resultados obtidos estão diretamente relacionados com a estrutura e resultados do modelo hidrológico (i.e. modelagem conceitual, premissas, calibração, etc.) que é utilizado para alimentar o HTM.

2) ao assumir que o funcionamento da planície de inundação como um reservatório de armazenamento (i.e. modelo concentrado) que troca água em função de taxas de variação de nível - o caso do MGB-IPH - funciona bem sob o ponto de vista do balanço hídrico do canal principal e ajuda na previsão de vazão no rio. O balanço hídrico anual da planície de inundação fecha, pois os fluxos de entrada (enchimento) e saída de água (esvaziamento) se anulam.

3) no entanto, essa abordagem que considera o “enchimento ou esvaziamento” da planície - mas não ambos ao mesmo tempo - influencia diretamente o “timing” de entrada e saída de partículas, devido ao efeito de armazenamento. Na natureza, existem casos onde a planície de inundação esvazia e enche ao mesmo tempo, portanto, o modelo pode resultar numa subestimativa, ainda ou, num limite inferior de quantificação de trocas de água rio-planície.

4) da mesma forma, essa abordagem tende a apresentar limites superiores para as estimativas de tempo de residência na planície e tempo de viagem na bacia.

5) a qualidade dos resultados (i.e. em fluxo e armazenamento) e conservação de massa do HTM deve ser avaliada, caso a caso, em outros estudos de caso. Para tanto, a análise de sensibilidade nos dois parâmetros principais, tamanho de water-packet e passo de tempo, é recomendada. Esses parâmetros devem ser coerentes com a magnitude dos fluxos (i.e. vazões) dos processos hidrológicos das bacias que se deseja representar.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho foi apresentada uma proposta de modelo de rastreamento hidrológico, na forma de ferramenta computacional, para o estudo do escoamento em rios e planícies de inundação. Sobretudo, o desenvolvimento e aplicação de um modelo com abordagem lagrangiana resultaram na melhor compreensão de processos associados os fluxos de água da bacia Amazônica e reforça a utilidade da modelagem de grande escala nos processos de investigação científica.

O método de simulação lagrangiano desenvolvido representa um esforço adicional para adaptar uma abordagem já aplicada em outros campos do estudo do transporte de massa, apesar de distantes da realidade prática da hidrologia em grande escala. Além de ser conceitualmente simples, a proposta metodológica tem algumas particularidades inovadoras: (i) ausência de estudos passados em hidrologia de grande escala com abordagem lagrangiana para os fins desejados, (ii) a solução matemática encontrada para simular a transferência de massa entre rio e planície num modelo com conexão tipo 1D-0D. Os testes iniciais nos cenários de canal hipotético realizados no HEC-RAS demonstraram que o método é capaz de representar os fluxos e armazenamentos de água esperados e reforça a viabilidade do acoplamento do método proposto em diferentes modelos hidrológicos e hidráulicos.

A integração do modelo de rastreamento hidrológico para a simulação do escoamento das águas na bacia Amazônica, em conjunto com o MGB-IPH também permitiu representar os armazenamentos e fluxos de referência de forma consistente com o modelo hidrológico, comprovado pelas análises de conservação de massa, validação e análises de sensibilidade.

A partir de experimentos numéricos a variabilidade temporal e espacial do escoamento das águas na bacia Amazônica foi estudada, destacando o papel das planícies de inundação e como o efeito de armazenamento condiciona o aumento da exposição da água (em idade) e disponibilidade de água nas diferentes estações do ano. Os resultados demonstram que o tempo de viagem no canal principal é menor do que 70 dias, enquanto o tempo de viagem na planície pode superar 200 dias. A partir do rastreamento de parcelas de água foi estimado que apenas 20% do fluxo total de água no exutório passam pelas planícies de inundação em algum momento (i.e.  $T_{FP} > 10$  dias). A variabilidade do percentual de água que escoava para a planície em relação a vazão no exutório também foi avaliada e variou entre 5 e 40% da vazão total da bacia, sendo comparável aos estudos existentes (Richey et al. 1989; Alsdorf et al. 2010). Além disso, foi demonstrado que modelo HTM possui um potencial para avaliação da composição da água (i.e. no tempo e espaço), conforme demonstrada a alternância e histerese nas contribuições das

águas oriundas dos rios Madeira e Negro, no ponto de Óbidos, bem como a separação do hidrograma por classes de origem litológica.

A metodologia proposta ainda pode ser adaptada para considerar a origem dos fluxos hidrológicos (i.e. superficial, subterrâneo) do MGB-IPH e, dada sua formulação, também deve ser aplicável a outros modelos hidrológicos e hidráulicos. Sobretudo, a metodologia pode ainda ser utilizada diretamente para estudar outras bacias e, mediante adaptações, ajustada para estudar lançamentos de poluentes, estudar fluxos biogeoquímicos e ecológicos, efeitos de barragens, e movimento de peixes e sementes, por exemplo.

## REFERÊNCIAS

- Abril G et al. (2014) Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands, *Nature*, 505(7483), 395–398, doi:10.1038/nature12797
- Adam KN, Collischonn W (2013) Análise dos Impactos de Mudanças Climáticas nos Regimes de Precipitação e Vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 18(3), 69-79, doi: 10.21168/rbrh.v18n3.p69-79
- Alsdorf D, Bates P, Melack J, Wilson M, Dunne T (2007b) Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space, *Geophys. Res. Lett.*, 34(8), L08402, doi:10.1029/2007GL029447
- Alsdorf D, Han S-C, Bates P, Melack J (2010) Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites, *Remote Sens. Environ.*, 114(11), 2448–2456, doi:10.1016/j.rse.2010.05.020
- Alsdorf DE (2003) Water Storage of the Central Amazon Floodplain Measured with GIS and Remote Sensing Imagery, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93(1), 55–66, doi:10.1111/1467-8306.93105
- Alsdorf DE, Rodríguez E, Lettenmaier DP (2007a) Measuring surface water from space, *Rev. Geophys.*, 45, RG2002, doi:10.1029/2006RG000197
- Arega F (2013) Hydrodynamic modeling and characterizing of Lagrangian flows in the West Scott Creek wetlands system, South Carolina, *J. Hydro-environment Res.*, 7(1), 50–60, doi:10.1016/j.jher.2012.11.001
- Arega F, Armstrong S, Badr W (2008) Modeling of residence time in the East Scott Creek Estuary, South Carolina, USA, *J. Hydro-environment Res.*, 2(2), 99–108, doi:10.1016/j.jher.2008.07.003
- Arega F, Badr AW (2010) Numerical Age and Residence-Time Mapping for a Small Tidal Creek: Case Study, *J. Waterw., Port, Coastal and Ocean Eng.*, 136(4), 226–237, doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000041
- Arraut EM, Mantovani JE, Novo EML (2007) Quanto alimento há para o Peixe-boi Amazônico? Técnicas de processamento digital de imagens para estimar a dimensão de bancos de macrófitas aquáticas, in *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 6609–6614, Inst. Nac. de Pesquisas Espaciais, Florianópolis, Brazil
- Beighley RE, Eggert KG, Dunne T et al. (2009) Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, *Hydrol. Process.*, 23, 1221–1235, doi:10.1002/hyp.7252

- Benettin P, van der Velde Y, van der Zee SEATM, Rinaldo A, Botter G (2013) Chloride circulation in a lowland catchment and the formulation of transport by travel time distributions, *Water Resour. Res.*, 49, 4619–4632, doi:10.1002/wrcr.20309
- Bennett JR, Clites AH, (1987). Accuracy of trajectory calculation in a finite-difference circulation model, *Journal of Computational Physics*, 68, 272-282, doi: 10.1016/0021-9991(87)90058-1
- Beven K (2001), *Rainfall-Runoff Modelling—The Primer*, Wiley, New York
- Beven K (2010) Preferential flows and travel time distributions: Defining adequate hypothesis tests for hydrological process models, *Hydrol. Processes*, 24(12), 1537–1547, doi: 10.1000/hyp.7718
- Bolin B, Rodhe H (1973) A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs, *Tellus*, 25, 58–63, doi:10.1111/j.2153-3490.1973.tb01594.x
- Bonnet MP, Barroux G, Martinez JM et al. (2008) Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí), *J. Hydrol.*, 349(1-2), 18–30, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.055
- Botter G (2012) Catchment mixing processes and travel time distributions, *Water Resour. Res.*, 48(5), 1–15, doi:10.1029/2011WR011160.
- Botter G, Bertuzzo E, Rinaldo A (2010) Transport in the hydrologic response: Travel time distributions, soil moisture dynamics, and the old water paradox, *Water Resour. Res.*, 46(3), 1–18, doi:10.1029/2009WR008371.
- Botter G, Bertuzzo E, Rinaldo A (2011) Catchment residence and travel time distributions: The master equation, *Geophys. Res. Lett.*, 38(11), 1–6, doi:10.1029/2011GL047666.
- Bourgoin LM, Bonnet M-P, Martinez J-M et al. (2007) Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil, *J. Hydrol.*, 335(1-2), 140–156, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.11.023.
- Boynton WR, Garber JH, Summers R, Kemp WM (1995) Inputs, transformations, and transport of nitrogen and phosphorus in Chesapeake Bay and selected tributaries, *Estuaries*, 18, 285-314, doi:10.2307/1352640
- Bustillo V, Victoria RL, Sousa de Moura JM et al. (2011) Factors driving the biogeochemical budget of the Amazon River and its statistical modelling, *Compt Rendus Geosci*, 343, 261–277, doi: 10.1016/j.crte.2011.01.003

- Bustillo V, Victoria RL, Sousa deMoura JM et al. (2010) Biogeochemistry of the Amazonian floodplains: insights from six end-member mixing models. *Earth Interact*, 14, 1–83, doi: 10.1175/2010EI326.1
- Callède J, Cochonneau G, Ronchail J, Vieira Alves F, Guyot J-L, Santos Guimaraes V, De Oliveira E (2010) Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. *Journal of Water Science, Revue des Sciences de l'eau*, 23, 247-273, Lavoisier (Hermès Science Publications)
- Coe MT, Costa MH, Howard EA (2008) Simulating the surface waters of the Amazon River basin : impacts of new river geomorphic and flow parameterizations, 22, 2542–2553, *Hydrol. Process.*, doi:10.1002/hyp.6850.
- Coe MT, Costa MH, Botta A, Birkett C (2002) Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), doi:10.1029/2001JD000740
- Collischonn B, Collischonn W, Paiva RCD, Meirelles F, Schettini EBC, Fan FM (2011) Modelagem hidrológica de uma bacia com uso intensivo de água: caso do rio Quaraí-RS. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 16, 119-133, doi: 10.21168/rbrh.v16n4.p119-133
- Collischonn W, Allasia DG, Silva BC, Tucci CEM (2007) The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling, *Hydrological Sciences Journal*, 52, 878-895, doi: 10.1623/hysj.52.5.878
- Collischonn W, Dornelles F (2013) *Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais*\_Editora ABRH.
- Collischonn W, Tucci CEM (2001) Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 6(2), doi: 10.21168/rbrh.v6n1.p95-118
- Collischonn W, Tucci CEM (2005) Previsão Sazonal de vazão na bacia do rio Uruguai 1: Ajuste e verificação do modelo hidrológico distribuído. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10, 4, 43-59, doi: 10.21168/rbrh.v10n4.p43-59
- Cook PG, Böhlke J-K (2000) Determining timescales for groundwater flow and solute transport. In: Cook, P., Herczeg, A.L. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, 1–30, doi: 10.1007/978-1-4615-4557-6\_1
- Cucco A, Umgiesser G (2006) Modeling the Venice Lagoon residence time. *Ecological Modelling*, 193, 34-51, doi: 10.1016/j.ecolmodel.2005.07.043
- Cullmann J, Junk WJ, Weber G, Schmitz GH (2006) The impact of seepage influx on cation content of a Central Amazonian floodplain lake, *J Hydrol*, 328, 297–305, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.12.027

Cunge JA, Holly FM, Verwey A (1980) *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program

Dagan G, Cvetkovic V, Shapiro A (1992) A solute flux approach to transport in heterogeneous formations. 1: The general framework, *Water Resour. Res.*, 28(5), 1369–1376, doi: 10.1029/91WR03086

Dagan G, Nguyen V (1989) A comparison of travel time and concentration approaches to modeling transport by groundwater, *J. Contam. Hydrol.*, 4, 79–91. doi: 10.1016/0169-7722(89)90027-2

Davies J, Beven K, Rodhe A, Nyberg L, Bishop K (2013) Integrated modeling of flow and residence times at the catchment scale with multiple interacting pathways, *Water Resour. Res.*, 49, 4738–4750, doi:10.1002/wrcr.20377

de Brauwere A, de Brye B, Blaise S, Deleersnijder E (2011) Residence time, exposure time and connectivity in the Scheldt Estuary, *Journal of Marine Systems*, 84, 85-95, doi: 10.1016/j.jmarsys.2010.10.001

de Rooij R, Graham W, Maxwell, RM (2013) A particle-tracking scheme for simulating pathlines in coupled surface-subsurface flows, *Advances in Water Resources*, 52, 7–18, doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.022

Decharme B, Alkama R, Papa F et al. (2011) Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model, *Clim. Dyn.*, 38, 1389–1412, doi: 10.1007/s00382-011-1054-9

Deleersnijder E, Campin J, Delhez EJM (2001) The concept of age in marine modelling: I. Theory and preliminary model results, 28(3-4), 229–267, doi: 10.1016/S0924-7963(01)00026-4

Delhez EJ, Campin J-M, Hirst AC, Deleersnijder E (1999) Toward a general theory of the age in ocean modelling, *Ocean Modell.*, 1(1), 17–27, doi:10.1016/S1463–5003(99)00003–7

Delhez EJM, Heemink AW, Deleersnijder E (2004) Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem, *Estuarine, Coastal, and Shelf Science*, 61, 691- 702, doi: 10.1016/j.ecss.2004.07.013

Dimou KN, Adams EE (1993) A Random-walk Particle-track model for well-mixed Estuaries and Coastal Waters, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 37, 99–110, doi: 10.1006/ecss.1993.1044

Dosseto A, Bourdon B, Gaillardet J, Allègre CJ, Filizola N (2006) Time scale and conditions of weathering under tropical climate: Study of the Amazon basin with U-series, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(1), 71–89, doi:10.1016/j.gca.2005.06.033.



- Dronkers J, Zimmerman JTF (1982) Some principles of mixing in tidal lagoons. *Oceanologica acta, Proceeding of the International Symposium on Coastal Lagoons, Bordeaux, France, 9-14 September, 1981*, 107-117
- Dunne T, Meade RH, Richey JE, Forsberg BR (1998) Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil, *GSA Bull.*, 110(4), 450–467, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2
- Dürr HH, Meybeck M, Dürr SH (2005) Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer, *Global Biogeochem. Cycles*, 19(4), 19, GB4S10, doi:10.1029/2005GB002515.
- Engdahl NB, Maxwell RM (2015) Quantifying changes in age distributions and the hydrologic balance of a high-mountain watershed from climate induced variations in recharge, *Journal of Hydrology*, 522, 152-162, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.032
- Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183
- Ferreira-Ferreira J, Silva TSF, Streher AS et al (2015) Combining ALOS/PALSAR derived vegetation structure and inundation patterns to characterize major vegetation types in the Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon floodplain, Brazil. *Wetl. Ecol. Manag.*, 23, 23-41, doi:10.1007/s11273-014-9359-1
- Forsberg BR, Devol AH, Richey JE, Martinelli LA, Santos H (1988) Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes, *Limnol. Ocean.*, 33(1), 41–56, doi: 10.4319/lo.1988.33.1.004
- Frappart F, Papa F, Güntner A et al. (2011a) Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains, *Remote Sens. Environ.*, 115(6), 1588–1594, doi: 10.1016/j.rse.2011.02.003
- Frappart F, Ramillien G, Leblanc M et al. (2011b), An independent component analysis approach for filtering continental hydrology in the GRACE gravity data, *Remote Sens. Environ.*, 115(1), 187–204, doi: 10.1016/j.rse.2010.08.017
- Frappart F, Ramillien G, Maisongrande P, Bonnet M-P (2010), Denoising satellite gravity signals by independent component analysis, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 7(3), 421–425, doi: 10.1109/LGRS.2009.2037837.
- Furnans J, Hodges BR, Imberger J (2005) Drifter Modeling and Error Assessment in Wind Driven Currents. CRWR Online Report 05-05, University of Texas, 2005.

- Gaillardet J, Dupré B, Allègre CJ, Négrel P(1997) Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin, *Chem. Geol.*, 2541(97), 141–173, doi: 10.1016/S0009-2541(97)00074-0
- Getirana ACV, Bonnet M-P, Rotunno Filho OC et al. (2010) Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: Evaluation based on in situ and spatial altimetry data, *Hydrol. Processes*, 24(22), 3219–3236, doi: 10.1002/hyp.7747
- Getirana ACV, Paiva RCD (2013) Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin, *Water Resour. Res.*, 49(5), 2437–2445, doi:10.1002/wrcr.20212.
- Geyer WR, Morris JT, Pahl FG, Jay DA (2000) Interaction between physical processes and ecosystem structure: a comparative approach, 177-206, In: J. E. Hobbie(ed.), *Estuarine science: a synthetic approach to research and practice*. Island Press
- Guimberteau M, Drapeau G, Ronchail J, et al. (2012) Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets, 16, 911-912, *Hydrol Earth Syst Sci.* doi:10.5194/hess-16-911-201w
- Guyot J-L (1993) *Hydrogéochimie Des Fleuves De l'Amazonie Bolivienne*, 258 pp., Institut Français de Recherche Scientifique Pour Le Développement En Coopération.
- Hamilton SK, Sippel SJ, Melack JM (2002) Comparison of inundation patterns among major South American floodplains, *J. Geophys. Res.*, 107(0), 1–14, doi:10.1029/2000JD000306.
- Hamilton SK, Sippel SJ, Melack JM (2004) Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos(Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia), *Hydrol. Process.*, 18(11), 2103–2116, doi:10.1002/hyp.5559.
- Harcourt RR, Steffen EL, Garwood RW, D'Asaro EA (2002) Fully Lagrangian floats in Labrador Sea deep convection: comparison of numerical and experimental results. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 493-510, doi: 10.1175/1520-0485(2002)032<0493:FLFILS>2.0.CO;2
- Hess L, Melack JM, Novo EMLM, Barbosa CCF, Gastil M (2003) Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sens. Environ.*, 87(4), 404–428, doi:10.1016/j.rse.2003.04.001
- Hrachowitz M, Savenije H, Bogaard TA, Tetzlaff D, Soulsby C (2013) What can flux tracking teach us about water age distribution patterns and their temporal dynamics?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(2), 533–564, doi: 10.5194/hess-17-533-2013
- Huffman G, Adler R, Bolvin D et al. (2007) The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

- Junk WJ (1997) General Aspects of Floodplain Ecology with Special Reference to Amazonian Floodplains. In: Junk WJ (Ed) *The Central Amazon Floodplain, Ecological Studies Volume 126*, Springer Berlin Heidelberg, doi : 10.1007/978-3-662-03416-3\_1
- Junk WJ, Bayley PB, Sparks RE (1989) The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems, in Proceeding of the International Large River Symposium. In: Dodge DP (ed.) *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat.Sci.* 106, 110–127
- Junk WJ, Piedade MTF, Schöngart J et al. (2011) A Classification of Major Naturally-Occurring Amazonian Lowland Wetlands, *Wetlands*, 31, 623-640, doi:10.1007/s13157-011-0190-7
- Kendall C, Caldwell EA (1998) Fundamentals of isotope geochemistry. In: Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 51–86. Available at: <[www.camnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html](http://www.camnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html)>
- Kosuth P, Call J, Laraque A, Filizola N et al. (2009) Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River, *Hydrol. Process*, 23, 3141–3150, doi: 10.1002/hyp.7387
- Kouwen N, Soulis ED, Pietroniro A et al. (1993) Grouping response units for distributed hydrologic modelling, *J. Water Resour. Manage. Planning* 119 (3), 289–305, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9496(1993)119:3(289)
- Lesack LFW (1993) Water balance and hydrologic characteristics of a rainforest catchment in the central Amazon basin, *Water Resour. Res.*, 29, 759–773, doi: 10.1029/92WR02371
- Lesack LFW, Melack JM (1995) Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an Amazon floodplain lake, *Water Resour. Res.*, 31, 329–345, 10.1029/94WR02271
- Liang X, Lettenmayer DP, Wood EF (1994) A simple hydrologically based model on land surface water and energy fluxes for general circulation models, *Journal of Geophysical Research*, 99(D7), 14415-14428, doi: 10.1029/94JD00483
- Ludwig K, Bremicker M (2006) The water balance model LARSIM - Design, Content and Applications. *FreiburgerSchriftenzürHydrologie*, Band 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg
- Maidment D (2002) *Arc Hydro – GIS for Water Resources*. ESRI Press, Redlands, CA
- Maidment DR (1992) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Inc., New York
- Marengo JA (2005), Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget, *Clim.Dyn.*, 24(1), 11–22, doi:10.1007/s00382-004-0461-6.

- McDonald MG, Harbaugh AW (1984) A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, U.S. Geological Survey, 528p
- McDonnell JJ, McGuire K, Aggarwal P et al. (2010) How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modeling and analysis, *Hydrol. Processes*, 24, 1745–1754, doi:10.1002/hyp.7796.
- McGuire KJ, McDonnell JJ (2006) A review and evaluation of catchment transit time modeling, *J. Hydrol.*, 330(3–4), 543–563, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.020.
- Meade RH (1994) Suspended Sediments of the Modern Amazon and Orinoco Rivers, *Quaternary Int.*, 21, 29–39, doi:10.1016/1040-6182(94)90019-1
- Meade RH, Dunne T, Richey JE et al. (1985) Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil., *Science*, 228(4698), 488–90, doi:10.1126/science.228.4698.488.
- Meade RH, Rayol JM, Da Conceição SC, Natividade JRG (1991) Backwater Effects on Amazon River Basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2), 105–114, doi: 10.1007/BF01704664
- Melack JM, Hess LL, Gastil M et al. (2004) Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing, *Glob. Chang. Biol.*, 10, 530–544, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00763.x.
- Melack JM, Forsberg BR (2001) Biogeochemistry of Amazon flood plains and associated wetlands. In: McClain ME, Victoria RL, Richey J. (Eds.), *The Biogeochemistry of the Amazon Basin and its Role in a Changing World*, vol. 14. Oxford University Press, Oxford, 235–274.
- Melack JM, Hess LL (2010) Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In: Junk WJ, Piedade MTF, Wittmann F, et al. (Eds.) *Amazonian floodplain forests: Ecophysiology, biodiversity and sustainable management*, vol. 210, 43–59, Springer Netherlands, Dordrecht.
- Melack JM, Novo EMLM, Forsberg BR, Piedade MTF, Maurice L (2009) Floodplain Ecosystem Processes. In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Silva Dias P (Eds.) *Amazonia and Global Change Geophys. Monogr. Ser.*, 186, 525–541. American Geophysical Union, Washington, D.C., doi: 10.1029/2008GM000727
- Mertes LAK (1994) Rates of flood-plain sedimentation on the central Amazon River, *Geology*, 22(2), 171-174, doi: doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0171:ROFPSO>2.3.CO;2

- Mertes LAK, Daniel DL, Melack JM et al. (1995) Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective, *Geomorphology*, 13, 215–232, doi: 10.1016/0169-555X(95)00038-7
- Monsen NE, Cloern JE, Lucas LV, Monismith SG (2002) A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales, *Limnol. Ocean.*, 47(5), 1545-1553, doi: 10.4319/lo.2002.47.5.1545
- Moquet J-S, Crave A, Viers J et al (2011) Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins, *Chem Geol*, 287, 1-26, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.005
- Moquet J-S, Guyot JL, Crave A et al. (2016) Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean, *Environ Sci Pollut Res*, 23, 11405, doi:10.1007/s11356-015-5503-6
- Moreira-Turcq P, Bonnet M-P, Amorim M et al. (2013) Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River, *Global Biogeochem. Cycles*, 27, 119–130, doi:10.1002/gbc.20022.
- Moreira-Turcq P, Seyler P, Guyot JL, Etcheber H (2003) Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries, *Hydrol.Process.*, 17(7), 1329–1344, doi:10.1002/hyp.1287
- Mortatti J, Moraes J, Victoria R. et al. (1997) Hydrograph Separation of the Amazon River: A Methodological Study, *Aquatic Geochemistry*, 3(2), 117-122, doi:10.1023/A:1009606801595
- Mortatti J, Probst J-L (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations, *Chem Geol*, 197, 177–196, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00349-2
- Neal J, Schumann G, Bates P (2012) A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas, *Water Resour. Res.*, 48(11), 1–16, doi:10.1029/2012WR012514.
- New M, Lister D, Hulme M, Makin I (2002) A high-resolution data set of surface climate over global land areas, *Clim. Res.*, 21, 1–25, doi: doi:10.3354/cr021001
- Niemi AJ (1977) Residence Time Distributions of Variable Flow Processes, *Int. J. Appl. Radiat. Isot.*, 28, 855–860, doi: 10.1016/0020-708X(77)90026-6
- Nijssen B, Lettenmayer DP, Liang X, Wetzel SW, King KW (1997) Streamflow simulation for continental-scale river basins, *Water Res. Research*, 33(4), 711-724, doi: 10.1029/96WR03517

- Paiva RCD (2009) Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica de Grandes Bacias. Estudo de caso: bacia do Rio Solimões, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - IPH.
- Paiva RCD, Buarque DC, Collischonn W et al. (2013a) Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, *Water Resour. Res.*, 49(3), 1226–1243, doi:10.1002/wrcr.20067
- Paiva RCD, Collischonn W, Bonnet M-P, de Gonçalves LGG (2012) On the sources of hydrological prediction uncertainty in the Amazon, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(9), 3127–3137, doi:10.5194/hess-16-3127-2012
- Paiva RCD, Collischonn W, Buarque DC (2013b) Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon, *Hydrol. Process.*, 27, 333–346, doi:10.1002/hyp.8425
- Paiva RCD, Collischonn W, Tucci CEM (2011) Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, *J. Hydrol.*, 406, 170–181, doi: 10.1016/0020-708X(77)90026-6
- Papa F, Prigent C, Aires F et al. (2010) Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, *J. Geophys. Res.*, 115(D12), D12111, doi:10.1029/2009JD012674
- Ramsdem D, Holloway G (1991) Time-stepping lagrangian particle in two dimensional flow fields. *Journal of Computation Physics*, 95, 101-119, doi: 10.1016/0021-9991(91)90255-J
- Rawls WJ, Ahuja LR, Brakensiek DL, Shirmohammadi A (1993) Infiltration and soil water movement. In: *Maidment, D.R. (Ed.), Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York*
- Richey JE, Krusche AV, Johnson MS et al. (2009) The Role of Rivers in the Regional Carbon Balance, In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Silva Dias P (Eds.) *Amazonia and Global Change Geophys. Monogr. Ser.*, 186, 489-504. American Geophysical Union, Washington, D.C., doi:
- Richey JE, Melack JM, Aufdenkampe AK, Ballester VM, Hess LL (2002) Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature*, 416(6881), 617–620, doi:10.1038/416617a.
- Richey JE, Mertes LAK, Dunne T et al. (1989) Sources and Routing of the Amazon River Flood Wave, *Global Biogeochem. Cycles*, 3(3), 191–204, doi: 10.1029/GB003i003p00191
- Rinaldo A, Beven KJ, Bertuzzo E et al. (2011) Catchment travel time distributions and water flow in soils, *Water Res. Res.*, 47, W07537, doi:10.1029/ 2011WR010478
- Rinaldo A, Marani A, (1987) Basin scale-model of solute transport, *Water Resour. Res.*, 23(11), 2107–2118, doi:10.1029/WR023i011p02107.

- Rios-Villamizar EA, Piedade MTF, da Costa JG, Adeney JM, Junk WJ (2014) Chemistry of different Amazonian water types for river classification: a preliminary review. *WIT Trans Ecol Environ.*, 178, 17-28, doi:10.2495/13WS0021
- Rodrigues R (2007) Diversidade Florística, Estrutura da Comunidade Arbórea e Suas Relações com Variáveis Ambientais ao Longo do Lago Amanã (RDSA), Amazônia Central, 82 pp., Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - Universidade Federal do Amazonas.
- Rudorff CM, Melack JM, Bates PD (2014a), Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge, *Water Resour. Res.*, 50(1), 619–634, doi:10.1002/2013WR014091.
- Rudorff CM, Melack JM, Bates PD (2014b), Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability, *Water Resour. Res.*, 50(1), 635–649, doi:10.1002/2013WR014714.
- Sanchez LSH, Horbe A, Moquet J-S et al. (2015) Variação espaço-temporal do material inorgânico dissolvido na bacia Amazônica. *Acta Amaz. (Online)*, 45(2),175-186, doi: 10.1590/1809-4392201402722
- Santos da Silva J, Calmant S, Seyler F et al. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions, *Remote Sens. Environ.*, 114(10), 2160–2181, doi: 10.1016/j.rse.2010.04.020
- Seyler PT, Boaventura GR (2003) Distribution and partition of trace metals in the Amazon basin, *Hydrol. Process.*, 17(7), 1345–1361, doi:10.1002/hyp.1288
- Sheldon JE, Alber M (2006) The calculation of estuarine turnover times using freshwater fraction and tidal prism models: a critical evaluation, *Estuaries and Coasts*, 29(1), 133-146, doi: 10.1007/BF02784705
- Shen J, Haas L (2004) Calculating age and residence time in the tidal York River using three-dimensional model experiments, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 61(3), 449–461, doi:10.1016/j.ecss.2004.06.010.
- Shen J, Wang HV (2007) Determining the age of water and long-term transport timescale of the Chesapeake Bay, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 74(4), 585–598, doi:10.1016/j.ecss.2007.05.017
- Shuttleworth WJ (1993), Evaporation. In: Maidment DR (ed.) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, New York
- Silva RM (2005) Físicoquímica e macrófitas no lago Amanã, Dissertação de Mestrado, Inst. Nac. de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brazil.

- Simpson JJ, Gobat JJ (1994) Robust velocity estimates, stream functions, and simulated Lagrangian drifters from sequential spacecraft data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(3), 479-493, doi: 10.1109/36.297966
- Sioli H (1968) Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region, *Amazoniana*, 3, 267-277.
- Sippel SJ, Hamilton SK, Melack JM (1992) Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil, *Arch. Hydrobiol.*, 123, 385-400
- Solomon DK, Cook PG, Sanford WE (1998) Dissolved gases in subsurface hydrology. In: Kendall C, McDonnell J (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam, 291-318.
- Sorribas MV, Collischonn W, Motta Marques DML et al. (2012) Modelagem Distribuída do Carbono em Bacias Hidrográficas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17, 225-240, doi: 10.21168/rbrh.v17n3.p225-240
- Stallard RF, Edmond JM (1983) Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load, *J Geophys Res*, 88, 9671-9688, doi: 10.1029/JC088iC14p09671
- Stallard RF, Edmond JM (1987) Geochemistry of the Amazon. 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs, *J Geophys Res*, 92, 8293-8302, doi: 10.1029/JC092iC08p08293
- Stewart MK, Mehlhorn J, Elliott S (2007) Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand, *Hydrological Processes*, 21, 3340-3356, doi: 10.1002/hyp.6557
- Takeoka, H. (1984), Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea, *Cont. Shelf Res.*, 3(3), 311-326, doi: 10.1016/0278-4343(84)90014-1
- Tapley BD, Bettadpur S, Ries JC, et al. (2004) GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305(3683), 503-505, doi: 10.1126/science.1099192
- Tardy Y, Bustillo V, Roquin C et al. (2005) The Amazon Biogeochemistry applied to river basin management: part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modelling, *Appl Geochem*, 20, 1746-1829, doi: 10.1016/j.apgeochem.2005.06.001
- Todini E (1996) The ARNO rainfall-runoff model, *J. Hydrol.*, 175, 339-382, doi: 10.1016/S0022-1694(96)80016-3



- Trigg MA, Bates PD, Wilson MD et al. (2012) Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River, *Water Resour. Res.*, 48, W10504, doi:10.1029/2012WR011888.
- Trigg MA, Wilson MD, Bates PD et al. (2009) Amazon flood wave hydraulics, *J. Hydrol.*, 374(1-2), 92–105, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.004.
- Varni M, Carrera J (1998) Simulation of groundwater age distributions, *Water Resour. Res.*, 34(12), 3271–3281, doi: 10.1029/98WR02536
- Viers J, Barroux G, Pinelli M et al. (2005) The influence of the Amazonian floodplain ecosystems on the trace element dynamics of the Amazon River mainstem (Brazil), *Sci. Total Environ.*, 339(1-3), 219–32, doi:10.1016/j.scitotenv.2004.07.034
- Villar JCE, Guyot JL, Ronchail J, et al. (2009b) Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004), *J. Hydrol.*, 375(3-4), 297–311, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.004
- Villar JCE, Ronchail J, Guyot JL et al. (2009a) Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), *Int. J. Clim.*, 29, 1574–1594, doi:10.1002/joc1791
- Wan Y, Qiu C, Doering P et al. (2013) Modeling residence time with a three-dimensional hydrodynamic model: Linkage with chlorophyll a in a subtropical estuary, *Ecological Modelling*, 268, 93-102, doi: 10.1016/j.ecolmodel.2013.08.008
- Wilson MD, Bates P, Alsdorf D et al. (2007) Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, 34(15), L15404, doi:10.1029/2007GL030156
- Wittmann F, Anhuf D, Junk WJ (2002) Tree species distribution and community structure of central Amazon várzea forests by remote sensing techniques, *J. Trop. Ecol.*, 18, 805–820, doi: 10.1017/S02666467402002523
- Wittmann F, Junk WJ, Piedade MTF (2004) The várzea forests in Amazonia: Flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession, *For. Ecol. Manage.*, 196, 199–212, doi: 10.1016/j.foreco.2004.02.060
- Wittmann F, Schöngart J, Montero JC, et al. (2006) Tree species composition and diversity gradients in white-water forests across the Amazon basin, *J. Biogeogr.*, 33, 1334–1347, doi: 10.1111/j.1365-2699.2006.01495.x
- Worrall F, Howden NJK, Burt TP (2014) A method of estimating in-stream residence time of water in rivers, *Journal of Hydrology*, 512, 274–284, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.050
- Yamazaki D, Kanae S, Kim H, Oki T (2011) A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, *Water Resour. Res.*, 47(4), n/a–n/a, doi: 10.1029/2010WR009726.

Yeung PK, Pope SB (1988) An algorithm for tracking particles in numerical simulations of homogeneous turbulence, *Journal of Computation Physics*, 79, 343-416, doi: 10.1016/0021-9991(88)90022-8

Zimmerman JTF (1976) Mixing and Flushing of Tidal Embayments in the Western Dutch Wadden Sea Part I: Distribution of Salinity and Calculation of Mixing Time Scales, *Netherl. J. Sea Res.*, 10(2), 149–191, doi: 10.1016/0077-7579(76)90013-2

Zimmerman JTF (1986) The tidal whirlpool: A review of horizontal dispersion by tidal and residual currents, *Netherlands J. Sea Res.*, 20(2-3), 133–154, doi:10.1016/0077-7579(86)90037-2.