

Calibração e Validação de Modelo Hidrológico com Observações *In Situ*, Altimetria e Gravimetria Espaciais

Augusto C. V. Getirana, Otto C. Rotunno Filho, Webe J. Mansur
Programa de Engenharia Civil – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ
Université de Toulouse, UPS (OMP), LMTG, Toulouse, França
acvg11@msn.com

Marie-Paule Bonnet, Frédérique Seyler, Jean-Loup Guyot, Frederic Frappart, Jean-Michel Martinez
Université de Toulouse, UPS (OMP), LMTG, Toulouse, França

Emmanuel Roux
IRD, US140 ESPACE, Centre IRD de Guyane, Guiana Francesa

Stephane Calmant, Guillaume Ramillien
Université de Toulouse, UPS (OMP), LEGOS, Toulouse, França

Luciano Xavier
Programa de Engenharia Civil – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ
Université de Toulouse, UPS (OMP), LEGOS, Toulouse, França
CEPEL, Rio de Janeiro, RJ

Walter Collischonn
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre, RS

Recebido: 03/08/09 - revisado: 04/01/10 - aceito: 24/01/11

RESUMO

Este artigo tem como objetivo descrever a modelagem hidrológica da bacia do rio Negro com o auxílio conjunto da altimetria e gravimetria espaciais. Empregou-se o modelo hidrológico MGB-IPH para simular os processos hidrológicos na bacia. Uma nova abordagem baseada na discretização em mini-bacias e o estabelecimento de uma relação robusta capaz de estimar profundidades de rios espacialmente permitiram a consideração de dados altimétricos ENVISAT na etapa de validação dos parâmetros. Simulou-se um período de 10 anos, de 1997 a 2006. A etapa de calibração de parâmetros foi realizada no período de 1997-2001, disponibilizando de observações de 21 estações fluviométricas. O modelo foi validado com dados observados nos mesmos postos considerados na etapa de calibração e dados altimétricos adquiridos em 27 pontos distribuídos na bacia no período de 2002-2006, além de vazões em Manaus obtidas por ADCP para todo o período estudado. Séries mensais de armazenamento total de água oriundas de quatro soluções GRACE também foram utilizadas para avaliar o balanço hídrico calculado pelo modelo. O campo de precipitação foi criado a partir da base de dados HyBAM, e os forçantes climatológicos foram derivados de dados de reanálises NCEP. Coeficientes de eficiência derivados do conhecido Nash-Sutcliffe (NS), adaptados a médias diárias, mensais e anuais, foram utilizados em ambas as etapas de análise de vazões simuladas, além do próprio NS e dos coeficientes de correlação e de variação dos volumes de vazão. Resultados indicam que o MGB-IPH é capaz de reproduzir vazões na bacia de maneira satisfatória, apesar do insuficiente monitoramento pluviométrico. Percebe-se, ainda, o grande potencial da altimetria e gravimetria espaciais em aplicações à modelagem hidrológica de grandes bacias.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica, rio Negro, Amazônia, altimetria espacial, ENVISAT, GRACE, MGB-IPH.

INTRODUÇÃO

A Amazônia é a maior bacia hidrográfica do mundo, com uma área de aproximadamente 6×10^6 km². Ela contribui com cerca de 15-20% da água

doce transportada aos oceanos (Richey *et al.*, 1986) e tem função importante na regulação climática na escala global. Por muito tempo, essa bacia foi considerada um ambiente intocado. Todavia, ao longo das últimas décadas, tem-se percebido uma crescente taxa de conversão de cobertura do solo na região

devido à extração vegetal e à expansão agropecuária. Além disso, o crescimento dos índices de CO₂ na atmosfera e as mudanças relacionadas à temperatura e à distribuição dos campos de chuva podem alterar o comportamento hidrológico da bacia (Costa e Foley, 1997). Portanto, é de extrema importância a boa percepção da resposta hidrológica atual da bacia para que previsões futuras sejam adequadamente realizadas. Esse objetivo pode ser parcialmente alcançado com a ajuda de modelos numéricos suportados por bases de dados hidrometeorológicas.

Estudos recentes demonstram a utilidade de dados altimétricos adquiridos remotamente por satélites para o monitoramento dos níveis de águas continentais (Birkett *et al.*, 2002; Frappart *et al.*, 2005; Calmant *et al.*, 2008). Inicialmente utilizados para o monitoramento dos níveis dos oceanos e geleiras, tais satélites demonstraram ter resolução terrestre suficiente para produzir séries de níveis de água em grandes corpos hídricos continentais. Em função do satélite, o sensor radar produz séries com uma frequência de amostragem variando entre 10 e 35 dias em uma mesma intersecção entre o traço do radar e o espelho de água (a estação virtual, ou EV). Diversos estudos propõem a utilização de níveis de água espacializados para estimar vazões em bacias como a Amazônica. Em uma das primeiras tentativas, Jazinski *et al.* (2001) propuseram a construção de curva-chave combinando-se a altimetria espacial e vazões observadas em estações fluviométricas próximas às EVs para a previsão de vazões. Outros estudos propõem a utilização de dados altimétricos espaciais na estimativa de volumes de água armazenada em planícies de inundação na bacia do rio Negro (Frappart *et al.*, 2005) e de curvas-chave, profundidades e declividades de rios na mesma bacia (Leon *et al.*, 2006).

O objetivo deste artigo é apresentar o estudo hidrológico da bacia hidrográfica do rio Negro, aproveitando-se de dados altimétricos e gravimétricos espaciais para a avaliação da parametrização do modelo hidrológico. Utilizou-se o modelo MGB-IPH na modelagem dos processos hidrológicos da bacia. Algumas adaptações ao modelo foram propostas, permitindo, assim, uma melhor delimitação de bacias e o cálculo da variabilidade espaço-temporal de profundidades de rios com boa precisão. O modelo foi executado no passo de tempo diário para o período de 10 anos, de janeiro de 1997 a dezembro de 2006. A calibração dos parâmetros do modelo foi realizada na primeira metade do período (1997-2001) com o uso de dados de vazão de 21 estações fluviométricas, enquanto a validação foi feita na segunda metade do período (2002-2006), levando-se

em conta, além das séries de vazão dessas mesmas estações *in situ*, dados de ADCP levantados em Manaus e séries altimétricas adquiridas pelo satélite ENVISAT, extraídas de 27 EVs distribuídas na bacia. Séries altimétricas (variação da altura da superfície dos rios) são comparadas com profundidades de rios estimadas pelo modelo hidrológico. Séries mensais da variação do armazenamento total de água derivados do satélite GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) são comparados com o balanço hídrico calculado pelo modelo.

ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Negro, com seu exutório definido pela confluência com o rio Solimões, na cidade de Manaus, estende-se entre as latitudes 3°14'S e 5°8'N e longitudes 72°57'W e 58°16'W, cobrindo cerca de 12% da bacia Amazônica. Possui uma área de drenagem de, aproximadamente, 712.000 km², da qual 82% encontra-se inserida no território brasileiro, 10% na Colômbia, 6% na Venezuela e 2% na Guiana. No Brasil, a bacia ocupa parte dos estados de Roraima e Amazonas. Segundo uma classificação de imagens multitemporais JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007), cerca de 90% da área da bacia do rio Negro é coberta por floresta tropical e aproximadamente 15% de sua superfície é coberta por água durante os períodos de cheia.

Verifica-se uma alta variabilidade espacial na precipitação na bacia, oscilando de menos de 1200 mm/ano na região nordeste da bacia até mais de 5300 mm/ano na região noroeste [informações adquiridas da análise de dados de 27 anos (1980-2006) de precipitação (não publicado)]. Esses dados são consistentes com outros estudos realizados por Nobre *et al.* (1991) e Marengo (2005). De acordo com dados observados durante o mesmo intervalo de tempo, a bacia do rio Negro apresenta um escoamento superficial específico de 50,8 l/s/km² e vazões médias mensais variando de 21.500 até 50.800 m³/s.

MATERIAIS E MÉTODOS

Dados geomorfológicos

Dados espacialmente distribuídos de cobertura e tipos de solo são necessários para a modela-

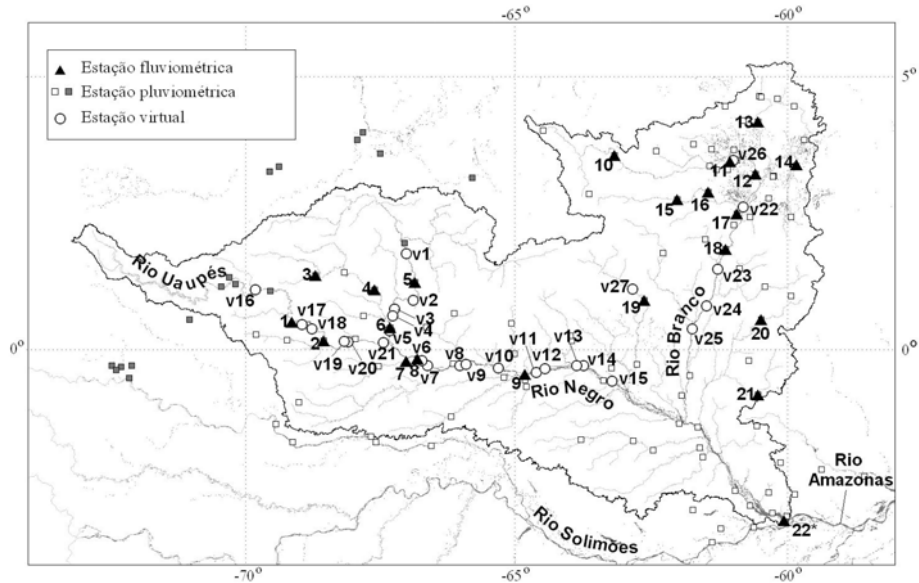


Figura 1 – Distribuição espacial das estações pluviométricas, fluviométricas e virtuais utilizadas na modelagem hidrológica da bacia do rio Negro. Estações pluviométricas estão diferenciadas entre brasileiras (quadrados brancos) e colombianas/venezuelanas (quadrados cinzas).

gem na criação das unidades de resposta agrupadas (*grouped response units* – GRU). O mapa de cobertura do solo foi obtido da classificação de imagens JERS-1 multitemporais (Martinez e Le Toan, 2007). O mapa de tipos de solo foi adquirido da base de dados da FAO (1995), e a topografia é aquela adquirida pela missão espacial SRTM (Farr *et al.*, 2007), segundo os tratamentos propostos por Getirana *et al.* (2009). Todas as bases de dados foram convertidas para uma resolução de 0,002° (~200 metros).

Dados hidroclimatológicos

Dados diários de vazão de 21 estações fluviométricas operadas pela ANA foram utilizados para calibrar e avaliar o modelo hidrológico. As áreas de drenagem dessas estações variam entre 4.598 km² e 291.150 km² (Tabela 1 e Figura 1).

Vinte e cinco observações de vazão adquiridas por ADCP durante o período de estudo são disponibilizadas pelo HyBAm (2009) para a estação de Manaus e cercanias e também foram consideradas na etapa de validação do modelo. Adicionalmente, vazões anuais médias obtidas da diferença entre as estações fluviométricas de Manacapuru, no rio Solimões, e de Jatuarana e Careiro, no rio Amazonas, foram úteis na comparação de vazões. A área incremental e o escoamento superficial produzido entre essas estações podem ser consideradas insignificantes se comparados à área de drenagem da bacia

do rio Negro. Esses dados puderam ser considerados na avaliação do modelo em Manaus.

Tabela 1 – Lista de estações fluviométricas consideradas nas etapas de calibração e validação de parâmetros.

Estação	Rio	Área (km ²)	
1	Uaracu	Uaupés	40.065
2	Taraqua	Uaupés	44.255
3	Louro Poço	Aiari	4.598
4	Missao Icana	Icana	23.289
5	Cucuí	Negro	71.132
6	Sao Felipe	Negro	122.080
7	Curicuriari	Negro	191.787
8	Jus. da Cachoeira	Curicuriari	13.379
9	Serrinha	Negro	291.150
10	Uaicas	Uraricoera	15.520
11	Fazenda Cajupira	Uraricoera	36.446
12	Fazenda Passarão	Uraricoera	49.709
13	Mal. do Contão	Cotingo	5.896
14	Bom Fim	Tacutu	10.025
15	Posto Funai	Mucajá	9.708
16	Fé e Esperança	Mucajá	12.558
17	Mucajai	Mucajá	20.140
18	Caracarái	Branco	126.085
19	Ajuricaba	Demeni	18.036
20	Base Alalau	Alalau	7.200
21	Faz. São José	Jauaperi	5.667
22	Manaus	Negro	712.451

O período estudado (1997-2006) conta com dados de precipitação de 115 estações pluviométricas distribuídas no Brasil (98), Colômbia (14) e Venezuela (3). Esses dados foram usados para a criação do campo de precipitações da região. As estações são operadas pela ANA, no Brasil, MARN (*Ministerio de Medio Ambiente y de los Recursos Naturales*), na Colômbia, e IDEAM (*Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales*), na Venezuela, respectivamente. Os dados brasileiros são disponíveis gratuitamente no passo de tempo diário, enquanto os dados colombianos e venezuelanos foram disponibilizados no passo de tempo mensal, os quais foram, em seguida, distribuídos homogeneamente pelo número de dias de cada mês.

Dados meteorológicos (temperatura, radiação solar, umidade do ar, pressão e velocidade do vento), usados para calcular taxas de evapotranspiração, são dados de reanálise NCEP/DOE AMIP-II disponibilizados pelo *Earth System Research Laboratory* (Roads *et al.*, 2002).

Dados altimétricos espaciais ENVISAT

O satélite ENVISAT foi lançado em março 2002 pela Agência Espacial Européia (*European Spatial Agency - ESA*) e orbita a uma distância de ~850km da superfície terrestre. O ENVISAT disponibiliza observações da superfície terrestre entre as latitudes 82.4° N a 82.4° S com um espaçamento entre traços de, aproximadamente, 85km na linha do Equador. O satélite opera a uma frequência de 10Hz (banda Ku), disponibilizando dados em um ciclo de 35 dias. Os dados ENVISAT passaram por correções geofísicas ICE-1, promovendo uma reconstrução completa de séries de alturas de águas continentais em locais selecionados na bacia. Erros na aquisição de alturas de rios Amazônicos foram estimados por Frappart *et al.* (2006) e estão entre 0,07 e 0,40m, com uma média de 0,22m.

Uma cuidadosa seleção de dados é necessária para a construção de séries temporais consistentes. Neste estudo, adotou-se o método automático baseado nos tipos de cobertura do solo proposto por Roux *et al.* (2009) para a extração de séries altimétricas em estações virtuais. Vinte e sete EVs foram consideradas para avaliação dos resultados da modelagem (Figura 1 e Tabela 2). O número de ciclos (passagens sobre um mesmo ponto no rio) varia entre 35 e 42, em função da EV. A maioria delas encontra-se nos rios Negro, Uaupés e Branco, havendo outras duas nos rios Uraricoera e Demeni. Áreas de drenagem variam de 15.946 km² a 317.700 km².

Tabela 2 – Lista de estações virtuais consideradas durante a etapa de validação de parâmetros. Áreas de drenagem são extraídas do processamento de MNT e os ciclos são as quantidades de passagens do satélite em uma EV.

EV	Rio	Área de drenagem (km ²)	Ciclos
v1	Negro	68.391	39
v2	Negro	72.208	40
v3	Negro	74.283	42
v4	Negro	84.622	38
v5	Negro	120.893	42
v6	Negro	204.192	38
v7	Negro	204.879	39
v8	Negro	232.601	40
v9	Negro	232.721	38
v10	Negro	250.415	41
v11	Negro	291.894	35
v12	Negro	292.985	41
v13	Negro	294.823	39
v14	Negro	312.286	40
v15	Negro	317.700	40
v16	Uaupés	29.719	37
v17	Uaupés	41.258	36
v18	Uaupés	41.980	38
v19	Uaupés	58.115	38
v20	Uaupés	58.934	42
v21	Uaupés	63.996	40
v22	Branco	97.437	37
v23	Branco	132.849	37
v24	Branco	154.285	38
v25	Branco	176.664	34
v26	Uraricoera	36.670	38
v27	Demeni	15.946	40

Armazenamento total de água observado pelo satélite GRACE

O satélite gravimétrico GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), lançado em 2002, foi desenvolvido em conjunto pela NASA (EUA) e DLR (Alemanha) para medir as variações espaço-temporais dos campos de gravidade terrestre na grande escala. Em escalas temporais longas (meses ou anos), as variações temporais de gravidade são, principalmente, o resultado da redistribuição de água na superfície terrestre (Wahr *et al.*, 2004; Tapley *et al.*, 2004). Nos continentes, as soluções GRACE permitem a estimativa da variação espaço-temporal do armazenamento de água em bacias hidrográficas integrado verticalmente. Em outras palavras, considera toda a água armazenada em

reservatórios superficiais (rios, lagos e planícies de inundação) e subterrâneos (águas subterrâneas e aquíferos). Em média, o erro do armazenamento total de água observado pelo GRACE é de cerca de 15 mm (Wahr et al., 2004). Detalhes sobre a missão GRACE e a obtenção das séries de armazenamento total podem ser obtidas em Vaz de Almeida (2009). Diversos trabalhos mostraram que as soluções GRACE conseguem representar a variabilidade hidrológica, na escala mensal, de grandes bacias hidrográficas, como a Amazônica (por exemplo, Xavier et al., 2010). A partir deste reconhecimento, outros trabalhos propuseram o uso dessas soluções como dado auxiliar no processo da validação e calibração de modelos hidrológicos de grande escala (Güntner, 2008).

Neste estudo, foram utilizadas três soluções GRACE (RL04) produzidas pelos laboratórios GFZ (Alemanha), JPL e CSR (EUA), com uma resolução espacial de 400 km e processadas segundo Chambers (2006). Essas três bases de dados estão disponíveis em <http://gracetellus.jpl.nasa.gov/>. Uma quarta solução utilizada é aquela oriunda da inversão de 50 geóides GRACE do GFZ-RL04, conforme descrito em Ramillien et al. (2005) chamada daqui em diante como MI (método inverso). As soluções estão disponíveis até o presente, com início em agosto de 2002 para CSR, JPL e MI e em outubro de 2002 para GFZ.

Dada a baixa resolução espacial dos dados GRACE (da ordem de 100 km), séries mensais de armazenamento total de água foram extraídas para somente seis sub-bacias: Caracaráí, Taraqua, Cucuí, Curicuriari, Serrinha e Manaus. A última cobre a totalidade da bacia do rio Negro.

O MODELO HIDROLÓGICO MGB-IPH

O MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido para a simulação de grandes bacias (Collischonn, 2001; Collischonn e Tucci, 2001). Sua estrutura é baseada na dos modelos LARSIM (Krysanova et al., 1998) e VIC-2L (Liang et al., 1994), com algumas adaptações. O modelo é composto pelos módulos de balanço de água no solo, de evapotranspiração, de escoamento na célula (superficial, sub-superficial e subterrâneo) e de escoamento na rede de drenagem. A evapotranspiração é calculada pela equação de Penman-Monteith, conforme descrito por Shuttleworth (1993) e Wigmosta et al. (1994), e a propagação na rede de drenagem é feita através do método de Muskingum-

Cunge. Maiores detalhes a respeito do MGB-IPH são encontrados em Collischonn (2001) e não são discutidos neste trabalho

Modificações propostas ao modelo

Pré-processamento do modelo numérico do terreno

A delimitação da bacia foi obtida do MNT SRTM após o pré-processamento com o método de "queima" de planícies de inundação (*floodplain burning*) descrito por Getirana et al. (2009). O método propõe modificações ao MNT baseados no conhecimento prévio da distribuição da cobertura do solo. Os resultados obtidos foram comparados com outras redes de drenagens obtidas pela aplicação de métodos existentes, mostrando que o método proposto oferece melhores resultados em bacias onde planícies de inundação predominam.

Discretização do domínio

Diversos trabalhos encontrados na literatura buscam melhorar a precisão na aquisição de informações hidrográficas utilizadas na modelagem de grande escala, discretizadas por malhas quadradas de baixa resolução, através de processos chamados de "*downscaling*" (Reed, 2003). A baixa resolução pode beneficiar a modelagem no ganho de tempo computacional, mas traz consigo a perda de informações hidrológicas e a degradação de dados.

No tratamento de dados altimétricos em estações virtuais, discretizações mais refinadas são recomendadas para a melhor representação das áreas de drenagem e também para evitar a perda de séries altimétricas, como ocorre quando duas ou mais EVs, em diferentes rios, encontram-se em uma mesma célula quadrada da malha. Portanto, uma nova discretização baseada em mini-bacias é proposta. Esse conceito sugere que a menor representação de uma bacia hidrográfica é uma bacia elementar com área máxima definida pelo modelador e a área mínima definida por limitações naturais (confluências entre rios de área de drenagem elevada) ou pré-definidas (estações *in situ* ou virtuais). As direções de fluxo horizontal, vertical e diagonal, tipicamente adotadas por modelos de malha quadrada, são substituídas pela topologia natural da bacia. Um programa, chamado GeraBac, foi desenvolvido, então, com o objetivo de extrair informações hidrológicas como comprimento e declividade de rios, área de drenagem e topologia a partir do MNT de alta resolução de 200 m e atribuídas às mini-bacias representantes da região de estudo. A área máxima das mini-

bacias foi definida em 600 km² (uma malha de 0.25°×0.25° tem, aproximadamente, 775 km² na linha do Equador). Finalmente, a bacia do rio Negro foi representada por 1746 mini-bacias e canais conectando-as (Figura 2).

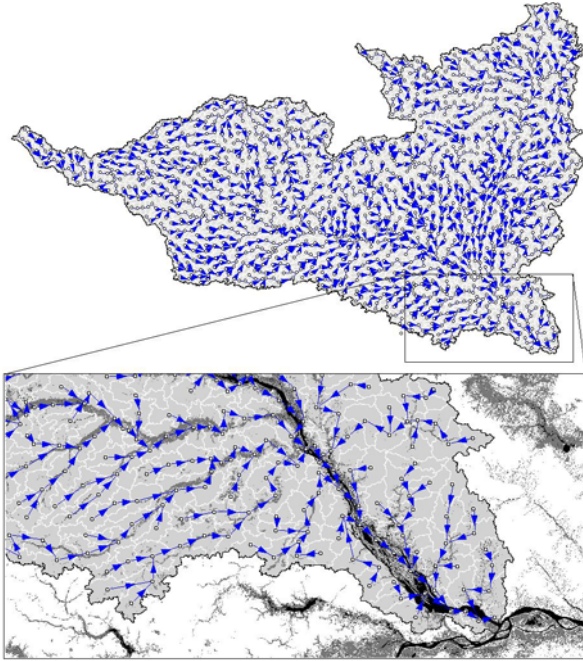


Figura 2 - Representação computacional da bacia do rio Negro. Linhas brancas delimitam mini-bacias. Canais (vetores azuis) conectam os centróides de mini-bacias indicando as direções para o cálculo da propagação. Abaixo, um detalhe da confluência dos rios Negro e Solimões.

Regionalização de profundidades e velocidades de escoamento do rio

O cálculo de profundidades de cursos de água iniciou-se com a busca por melhores representações dos processos hidrológicos em modelos de circulação geral (MCG). Miller *et al.* (1994) apresentaram um dos primeiros trabalhos com a introdução de esquemas de propagação baseados em valores estimados de velocidade de escoamento (v). Outras abordagens que sugerem o cálculo de profundidades desenvolvidas para MCGs e modelos hidrológicos foram, em seguida, propostas na literatura (Oki, 1999; Coe, 1998; Coe *et al.*, 2002). Essas abordagens assumem valores de velocidade v , ou coeficientes de transferência, uniformes e invariáveis no tempo. Algumas técnicas usam equações simples empre-

gando valores de v invariáveis no tempo, parametrizados em função de gradientes topográficos (s_0) (Miller *et al.*, 1994; Costa e Foley, 1997; Hagemann e Dumenil, 1998), de vazões (Q) (Vörösmarty *et al.*, 1989), ou Q e s_0 , simultaneamente (Liston *et al.*, 1994). Outros estudos relacionam valores constantes de v , Q e s_0 e largura do rio com a ajuda da equação de Manning (Arora *et al.*, 1999) ou adaptações com a equação de Chèzy (Coe *et al.*, 2008). Entretanto, essas últimas abordagens requerem a calibração de parâmetros adicionais. Neste estudo, a profundidade dos rios é calculada da seguinte forma:

$$h = Q/(w \times v) \quad (1)$$

onde h [m], Q [m³/s], w [m] e v [m/s] representam, respectivamente, a profundidade, vazão, largura e velocidade de escoamento do rio.

O MGB-IPH calcula Q para cada célula computacional em cada passo de tempo. A largura do rio é obtida através de uma análise de regressão estatística entre larguras w observadas e áreas de drenagem associadas a estações fluviométricas. Dados de 36 estações na bacia do rio Negro permitiram a aquisição da seguinte equação:

$$w = 0,2083 \times A^{0,7211} \quad R^2 = 0,92 \quad (2)$$

onde A (km²) é a área de drenagem.

A velocidade v é estimada a partir de uma relação com Q [Eq. (3)]. Somente 10 dentre as 22 estações listadas na Tabela 1 disponibilizam dados de vazão e velocidade de escoamento. Com o objetivo de extrair uma relação com um menor erro na representação do rio principal, o rio Negro, a relação $v \times Q$ foi definida para as estações fluviométricas de Cucuí, Curicuriari e Serrinha.. Regressões estatísticas das relações entre o coeficiente a e A e entre o coeficiente b e A foram extraídas para a posterior generalização desses coeficientes [Eqs. (4) e (5)].

$$v = aQ^b \quad (3)$$

$$a = (0,5957 \times 10^3)/A \quad (4)$$

$$b = -0,44 \times 10^{-6} \times (A - 71.132) + 0,5456 \quad (5)$$

A Figura 3 apresenta as regressões lineares e potenciais realizadas para a aquisição dos coeficientes acima. Uma vez conhecidos os valores de v , Q e w , h pode ser estimado. Séries de profundidades do

rio foram, então, calculadas para 10 estações fluviométricas na bacia do rio Negro, segundo a disponibilidade de observações de v , Q e h , com áreas variando entre 36.446 km² e 291.150 km². O erro relativo médio das profundidades estimadas foi de 10,9%.

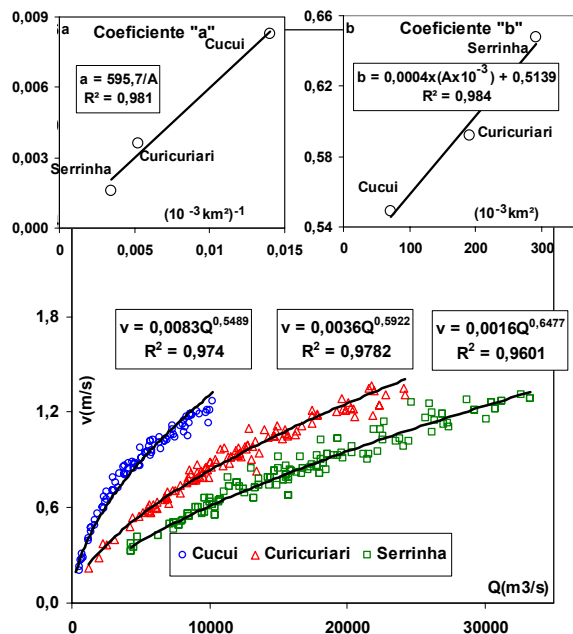


Figura 3 – Regressões lineares e potenciais utilizadas para o ajuste da equação $h=f(Q,A,w,v)$. Abaixo encontram-se as relações potenciais ($y=ax^b$) entre observações de v e Q nas estações de Cucuí, Curicuriari e Serrinha. Acima, verificam-se as regressões para a estimação dos coeficientes a e b em função da área de drenagem de cada estação fluviométrica.

Conforme visto anteriormente, incertezas são produzidas na tentativa de modelar quantitativamente os processos de escoamento a partir de métodos de regressão. Essa abordagem é útil, uma vez que, ao fim, idéias conceituais devem ser confrontadas com complexidades e limitações ou dados reais. Neste estudo, outras equações derivadas de regressões poderiam ter sido exploradas com a consideração de outros parâmetros para produzir relações melhor adaptadas. No entanto, como este não é o foco principal do trabalho, optou-se pela solução robusta apresentada.

Análise de balanço hídrico

A equação do balanço hídrico é usada para descrever relações entre entradas e saídas de água

de um sistema hidrológico. Ela é definida por

$$\frac{dS(t)}{dt} = P(t) - R(t) - E(t) \quad (6)$$

onde S [mm] corresponde ao armazenamento de água e P [mm], R [mm] e E [mm] representam, respectivamente, a precipitação, o escoamento superficial que deixa o sistema e a evapotranspiração; t é o passo no tempo.

O termo a esquerda na Eq. (6) define a variabilidade do armazenamento de água ao longo do período t . Valores negativos indicam que saídas (R e E) excedem entradas (P) durante o intervalo. De maneira a conservar a consistência no passo de tempo da análise do balanço hídrico do modelo MGB-IPH (BH-MGB), face aos dados GRACE disponíveis, P , R e E diários foram acumulados no passo de tempo mensal. O balanço hídrico oriundo das observações GRACE (BH-GRACE) é obtido a partir da diferença $S(t)-S(t-1)$.

Coefficientes de desempenho

O coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (NS) e derivados têm sido largamente utilizados na verificação do desempenho de modelos hidrológicos. O coeficiente NS pode ser dado da seguinte forma:

$$NS = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad (7)$$

onde $Q_{obs}(t)$ é a vazão observada no passo de tempo t , $Q_{sim}(t)$ é a vazão simulada, e \bar{Q}_{obs} é a média de vazões observadas de todo o período de simulação nt .

Esse coeficiente é uma medida normalizada, podendo variar entre $-\infty$ e 1.0, que compara o erro quadrático médio gerado pela simulação de um modelo com a variância da série definida como meta. Ele pode ser considerado, portanto, como uma relação entre ruídos de sinais, que compara o tamanho médio dos resíduos do modelo com dados observados. No entanto, o coeficiente de NS não mede o quão bom o modelo é em termos absolutos. Dependendo do caso, os modelos de referência (ou sinais observados), utilizados no cálculo do valor do coeficiente de NS , podem influenciar de formas

completamente distintas o desempenho do modelo (Schaeffli e Gupta, 2007). O uso do valor médio observado como referência pode ser um meio de previsão pouco eficiente em casos de séries temporais de grande sazonalidade ou relativamente útil em situações onde a série temporal é definida, basicamente, por flutuações em torno de um valor médio relativamente constante. Nesse sentido, Schaeffli e Gupta (2007) propõem a utilização de um coeficiente que leva em conta a variabilidade sazonal do valor utilizado como referência. Essa opção traz um refinamento ao que se define como meta da simulação. O coeficiente proposto por Schaeffli e Gupta (SG) é definido como:

$$SG = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{ref}(t)]^2} \quad (8)$$

onde $Q_{ref}(t)$ é a vazão sazonal de referência no passo de tempo t . Essa vazão permite identificar quando o modelo tem maior poder de descrição dos processos simulados comparado com aqueles já inseridos na sazonalidade dos forçantes.

Neste estudo, além do tradicional coeficiente de NS, foram consideradas três formas do coeficiente de SG, variando em função dos valores utilizados para $Q_{ref}(t)$: a primeira leva em conta a sazonalidade diária da série observada (SG.dia), tendo-se uma média para cada dia do ano Juliano; a segunda utiliza médias mensais (SG.mês), de janeiro a dezembro; e a terceira considera a vazão média anual (SG.ano), uma para cada ano simulado. Adicionalmente, calcularam-se os coeficientes de correlação (r) entre séries observadas e simuladas e o déficit/excesso da integral das vazões simuladas ao longo do período em análise (ΔV):

$$\Delta V = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{sim}(t)] - \sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t)]}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t)]} \quad (9)$$

A avaliação do desempenho do modelo com dados altimétricos é feita utilizando ambos os coeficientes de correlação r e de determinação (R^2) para cotas.

RESULTADOS

Tendo em vista que estações pluviométricas são precariamente distribuídas na bacia, o processo de calibração foi iniciado em bacias apresentando um melhor monitoramento (por exemplo, a sub-bacia da estação de Caracaraí). Uma vez que bons parâmetros foram encontrados para essa sub-bacia, outras regiões também passaram pelo processo de calibração manual, partindo-se daquele conjunto de parâmetros obtidos inicialmente.

Calibração e validação do modelo

Vazões

As vazões simuladas apresentam boas correlações para todas as 21 estações fluviométricas, tanto para o período de calibração quanto para o período de validação. Resultados de algumas estações (Caracaraí, Taraqua, Cucuí e Caracaraí) são fornecidos na Figura 4 para todo o período de modelagem. De maneira geral, séries simuladas apresentam boa consistência com dados observados, com períodos de cheia e estiagem muito bem ajustados nas estações fluviométricas. A partir dessa análise preliminar, pode-se constatar uma boa consistência na parametrização e uma representação eficiente dos processos de propagação pelo modelo. Entretanto, os resultados apresentam problemas pontuais que são discutidos a seguir.

A utilização das três formas de SG, juntamente com NS, produz resultados interessantes. Nota-se, com base na Figura 5, que quase todas as estações utilizadas para a calibração e validação de parâmetros do modelo, dadas algumas poucas exceções, apresentam coeficientes de $NS > 0,5$ atingindo patamares de 0,94, como encontrado na validação em Caracaraí. Entretanto, quando hidrogramas são analisados com SG, tem-se uma maior sensibilidade sazonal das saídas do modelo. Estações que resultaram em valores de NS razoavelmente bons, notadamente as estações 4, 5 e 19, na etapa de validação, superando a faixa de 0,6, apresentam SG.dia e SG.mês inferiores a zero. Isso significa que, apesar do modelo gerar séries temporais mais precisas de vazão que aquelas representadas pela vazão média de longo prazo em cada estação, há falhas na representação de sinais em escalas mais refinadas. Em outras palavras, uma melhor precisão na previsão de vazões nessas estações poderia ser atingida com a simples substituição dos hidrogramas simulados pelo modelo por séries de vazão diária média de longo

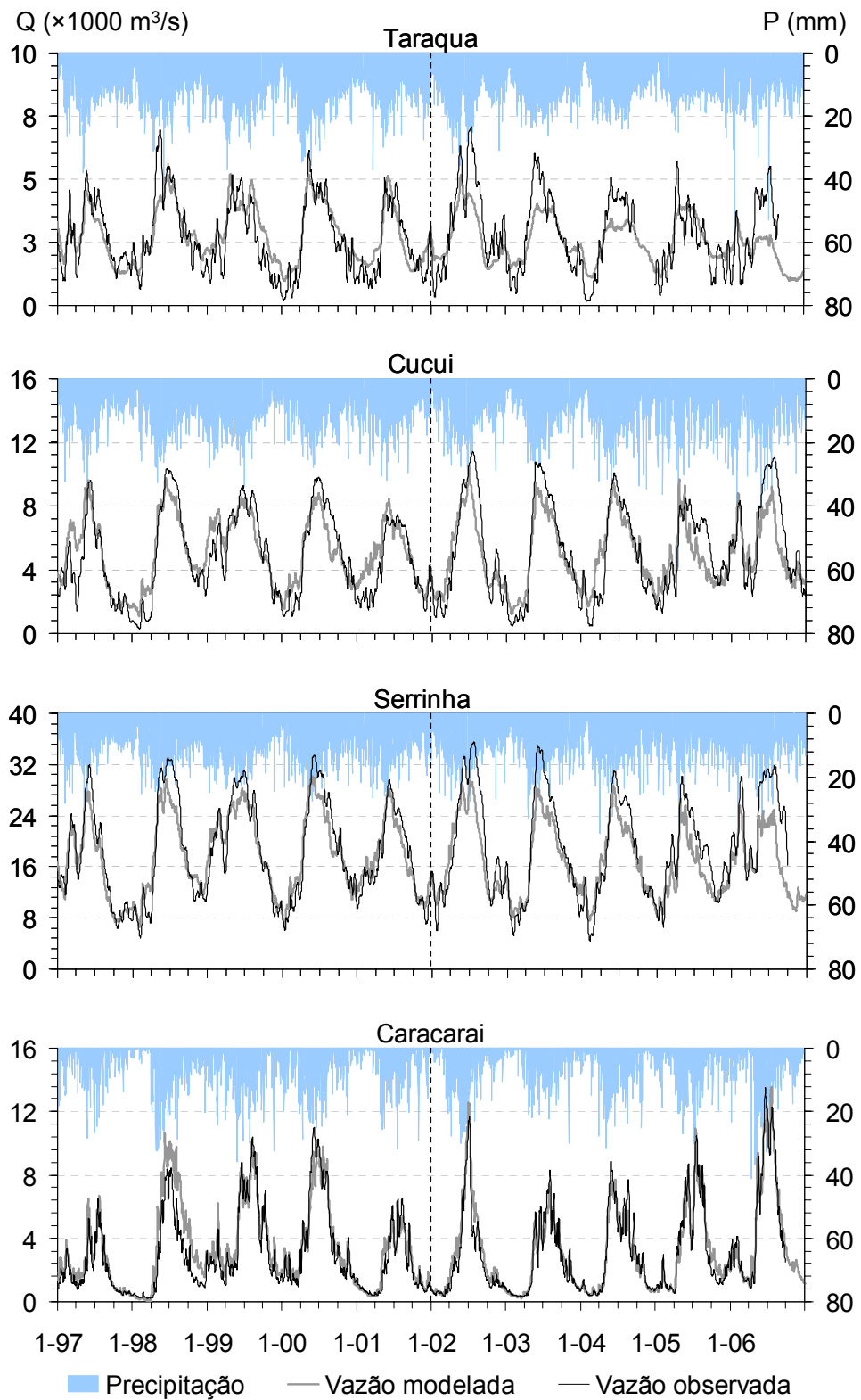


Figura 4 - Resultados do modelo em Caracarai, Taraqua, Cucui e Serrinha.

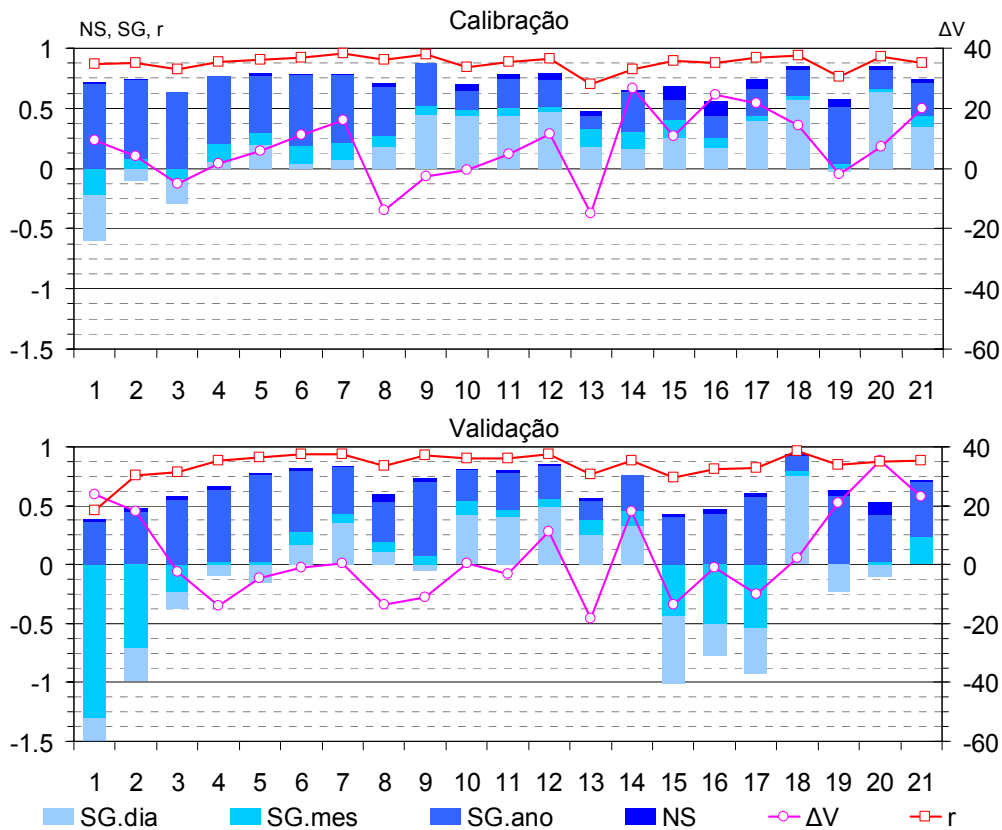


Figura 5 – Coeficientes de desempenho utilizados na avaliação quantitativa dos resultados da modelagem hidrológica do rio Negro nas etapas de calibração e validação dos parâmetros do modelo em cada uma das 21 estações fluviométricas.

prazo adquiridas a partir de históricos de dados observados. Até mesmo vazões mensais médias de longo prazo funcionariam melhor que o modelo em determinadas estações (estações 1 e 3 na calibração e 1, 2, 3, 15, 16, e 17 na validação). Essas estações correspondem a sub-bacias com baixa densidade de estações pluviométricas.

Outro coeficiente importante na análise de desempenho do modelo é o erro relativo de volume. Valores de ΔV variam entre -14,8% e 26,6% na etapa de calibração e -18,4% e 35,4% na etapa de validação. Grande parte das diferenças entre vazões observadas e simuladas pode ser atribuída à distribuição espaço-temporal heterogênea e precária de observações pluviométricas. Melhores distribuições são encontradas na porção nordeste da bacia, delimitada pela sub-bacia definida pela estação de Caracaraí (estação 18). A grande amplitude de vazões entre as estações secas e úmidas foram bem representadas pelo modelo naquela estação, embora a sub-bacia presente, igualmente, uma baixa densidade de estações pluviométricas de 0,28 estação/1.000 km². Vazões observadas e simuladas têm boa concordância

nessa região. O erro mais significativo em Caracaraí é verificado no período de cheia de 1999. A precipitação superestimada resulta em uma cheia acima da observada. Esse registro pode ter influenciado o valor de $\Delta V=14,4\%$. Não se constataram tendências significativas em subestimações ou superestimações de vazões.

Embora estações a montante tenham mostrado coeficientes de desempenho inferiores, a estação de Caracaraí apresentou valores de NS e r de, respectivamente, 0,94 e 0,97 no período de validação. Coeficientes de SG.dia, SG.mês e SG.ano apresentam valores igualmente altos, demonstrando a excelente representação sazonal de vazão nessa estação. Coeficientes de SG no período de validação foram, respectivamente, de 0,57, 0,61 e 0,82 (Figura 5). Baixíssima variação de volume foi encontrada nessa estação, com $\Delta V=2,1\%$ para o período de validação.

Por outro lado, as áreas de drenagem das estações de Taraqua e Cucuí (2 e 5, respectivamente) correspondem a regiões com monitoramento pluviométrico bastante precário, disponibilizando, res-

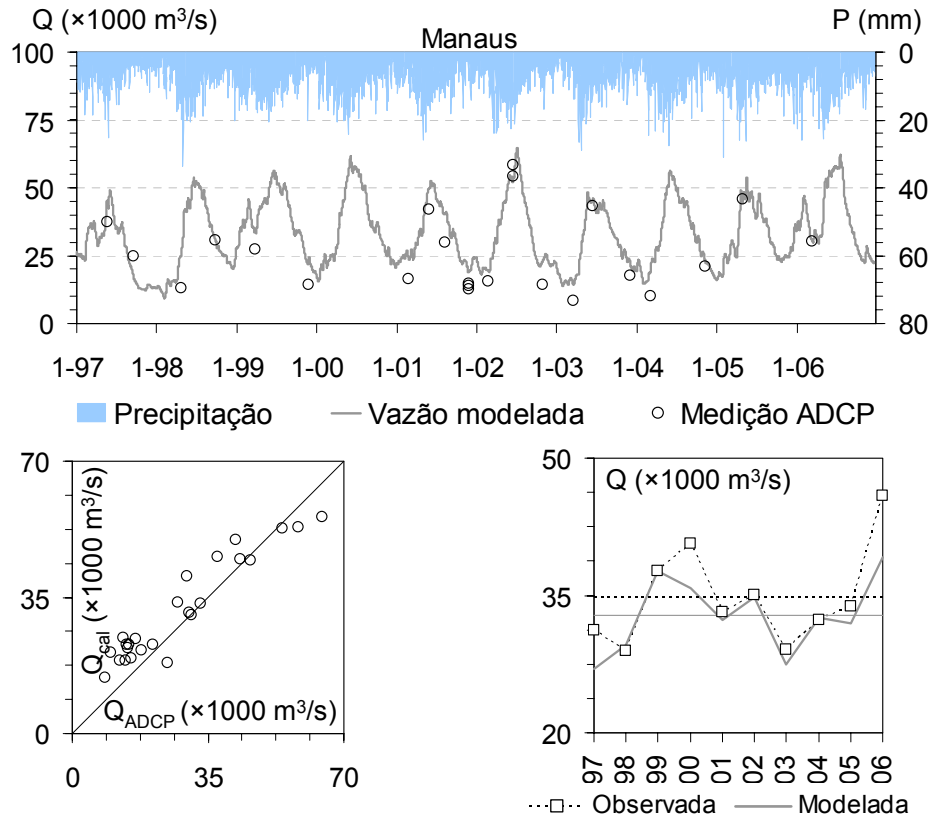


Figura 6 – Resultados do modelo em Manaus: acima, vazões diárias simuladas (linha cinza) e adquiridas por ADCP (círculos); abaixo, à esquerda, gráfico de dispersão das vazões ADCP e simuladas; e, abaixo, à direita, séries de vazões anuais médias simuladas (linha cinza) e observadas (linha pontilhada).

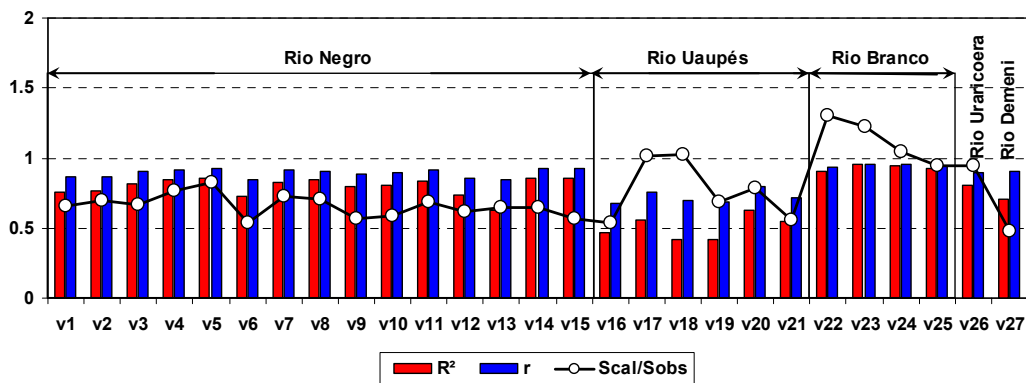


Figura 7 – Resultados obtidos nas 27 estações virtuais consideradas para a etapa de validação dos parâmetros: coeficiente de correlação (r) e determinação (R^2); e razões s_{obs}/s_{cal} para avaliar séries temporais de profundidades do rio contra a altimetria espacial obtida pelo satélite ENVISAT.

pectivamente, de $-0,07$ e $-0,10$ estação por 1.000km^2 . Campos de precipitação das sub-bacias de ambas as estações foram construídos, em grande parte, por dados pluviométricos disponibilizados pelo MARN e IDEAM no passo de tempo mensal,

fora dos limites da bacia. Portanto, coeficientes de desempenho NS e r de $0,75$ e $0,87$ em Taraqua e de $0,79$ e $0,90$ em Cucuí podem ser considerados como bons resultados para a etapa de calibração. Os valores levemente positivos de ΔV ($4,2\%$ e $6,0\%$, respec-

tivamente) são, possivelmente, devidos a vazões superestimadas durante períodos de estiagem. Precipitações estimadas pelas estações colombianas exercem significativa influência sobre a região oeste da bacia do rio Negro, devido às suas fortes intensidades causadas pela maior proximidade à cordilheira dos Andes. Estações localizadas em território venezuelano também apresentam elevada importância no fechamento do ciclo hidrológico naquela região. A interrupção prematura (2003/04) da série de dados pluviométricos colombianos e venezuelanos resulta em uma queda dos picos de vazão simulados em Taraqua no período de validação, reduzindo o valor de ΔV a -8,0%. A área de drenagem dessa estação está inserida, quase que completamente, em território colombiano, sofrendo significativa influência da disponibilidade daqueles dados.

Percebe-se, em algumas estações localizadas na região oeste da bacia, uma tendência em superestimar vazões simuladas nos períodos de estiagem e subestimá-las nos períodos de cheia. Processo semelhante ocorre em Cucuí, onde a sazonalidade dos erros é notada mais claramente. Valores negativos de SG.dia e SG.mês mostram a limitação dos resultados na representação sazonal de vazão no período de validação. Esse processo, provavelmente causado pelo monitoramento precário da chuva na região, propaga-se ao longo do rio Negro, nas estações de Curicuriari, São Felipe e Serrinha. Resultados satisfatórios são encontrados em estações a montante de Caracarái, como as estações de Uaicas, Fazenda Cajupira e Fazenda Passarão, no rio Uraricoera (estações 10, 11 e 12), apresentando coeficientes de NS e r de 0,80 até 0,85 e de 0,90 até 0,94, respectivamente.

Os resultados do modelo no exutório da bacia foram avaliados com observações *in situ*. A vazão simulada média subestimou a observada em 6% (observada: 34.772 m³/s; modelada: 32.823 m³/s). A comparação entre vazões simuladas e adquiridas por ADCP demonstram a capacidade do modelo em reproduzir vazões com um erro médio quadrático RMS normalizado de 12%. Entretanto, erros positivos nos períodos de estiagem em Manaus (Figura 6) evidenciam uma superestimação de vazões simuladas durante as secas, quando comparadas com as medidas por ADCP.

Níveis de água

Correlações entre séries temporais de profundidades do rio derivadas do modelo e altimetria da superfície da água por radar foram satisfatórias para todas as estações virtuais, variando entre 0,72 e

0,95, dispostas ao longo dos rios Uaupés e Branco, respectivamente. Valores médios de R^2 para rios variaram desde 0,50 a 0,93 para os mesmos cursos de água (Figura 7). Melhores resultados são encontrados ao longo do rio Branco, repetindo-se o mesmo desempenho obtido com a comparação entre vazões observadas e simuladas. O baixo desempenho obtido no rio Uaupés pode ser atribuído a imprecisões no campo de precipitação, conforme mencionado anteriormente. Níveis de água estão melhores correlacionados na escala da bacia ($r=0,863$) que aqueles encontrados tanto por Coe *et al.* (2002) ($r=0,749$) quanto por Coe *et al.* (2008) ($r=0,700$) usando dados do satélite Topex/Poseidon ao longo do rio Solimões (Tabela 3).

Tabela 3 – Desempenho de simulações de profundidades em diferentes locais na bacia Amazônica.

Local		r
Este estudo		
	Rio Negro	0,893
	Rio Branco	0,945
	Rio Uaupés	0,722
	Bacia do Rio Negro	0,863
Outros estudos		
Coe <i>et al.</i> (2002)	Rio Solimões	0,749
Coe <i>et al.</i> (2008)	Rio Solimões	0,700

Verificou-se também a relação entre os desvios padrões de séries altimétricas (s_{obs}) e de séries de profundidades de rio calculadas pelo modelo (s_{cal}). Melhores concordâncias foram percebidas em EVs localizadas ao longo dos rios Branco e Uraricoera com valores de $s_{obs}=2,218$ e $s_{cal}=2,457$ para o primeiro rio e $s_{obs}=1,179$ e $s_{cal}=1,117$ para o segundo. As piores concordâncias foram encontradas em EVs posicionadas nos rios Negro ($s_{obs}=2,106$ e $s_{cal}=1,390$), Uaupés ($s_{obs}=1,572$ e $s_{cal}=1,140$) e Demeni ($s_{obs}=1,937$ e $s_{cal}=0,933$), e a média de todas as EVs ficaram em $s_{obs}=1,964$ e $s_{cal}=1,466$.

Na maioria das estações virtuais, onde resultou uma menor semelhança entre desvios, foram obtidas amplitudes menores para séries de profundidades do que para séries altimétricas. Nesses rios, e, particularmente, ao longo do rio Negro, as razões s_{cal}/s_{obs} permanecem menores que a unidade (Figura 8). Portanto, discrepâncias entre s_{cal} e s_{obs} nessas EVs podem não ser relacionadas a estimativas grosseiras de escoamento superficial, mas sim a estimativas grosseiras de profundidades de rio, sugerindo que o método adotado deve ser melhorado para esses rios em futuros estudos. Níveis normalizados de água são

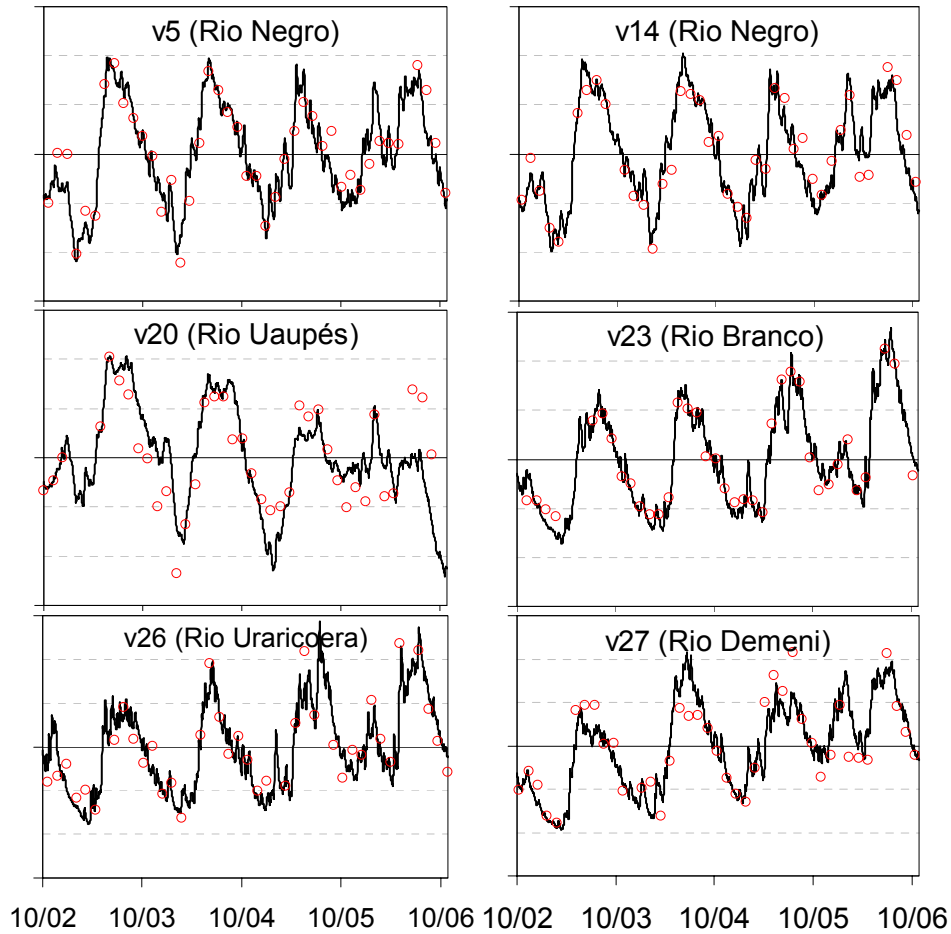


Figura 8 – Níveis de água normalizados em v5 (Rio Negro), v14 (Rio Negro), v20 (Rio Uaupés), v23 (Rio Branco), v26 (Rio Uraricoera) e v27 (Rio Demeni) (ver Figura 1 para a localização das estações). Linhas cheias são níveis modelados e círculos são ciclos do satélite ENVISAT.

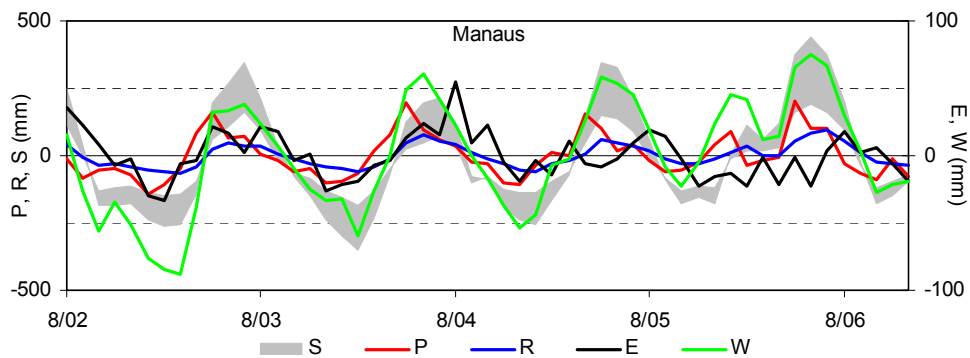


Figura 9 – Séries mensais (agosto de 2002 a dezembro 2006) da precipitação observada (P), do escoamento superficial (R), evapotranspiração (E) e umidade do solo (W) calculados pelo modelo MGB-IPH e do armazenamento total de água GRACE (ATAG). P, R, E e W são subtraídos de seus valores médios respectivos para melhor comparação. A banda cinza que representa os dados GRACE corresponde aos limites máximos e mínimos do conjunto de soluções consideradas (GFZ, JPL, CSR e MI) em cada mês.

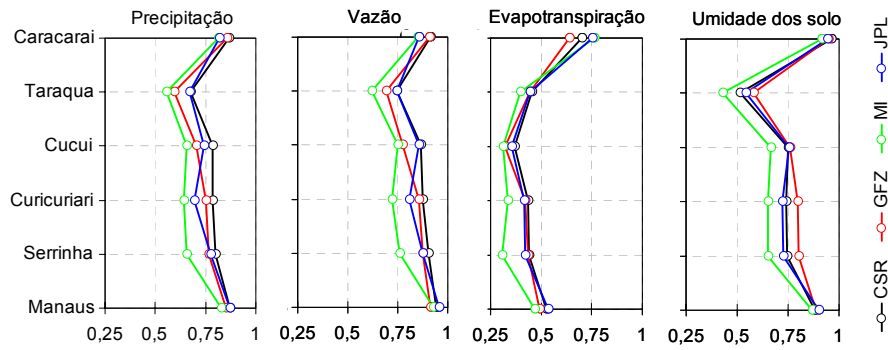


Figura 10 – Correlação entre séries mensais de variáveis hidrológicas (P, R, E e W) e do armazenamento total de água oriundos de quatro soluções GRACE (CSR, GFZ, MI e JPL) em seis sub-bacias (Caracarái, Taraqua, Cucuí, Curicuriari, Serrinha e Manaus).

apresentados na Figura 8. A normalização de sinais permite a remoção da sazonalidade e problemas de escala, implicando a conservação unicamente das variações relativas ao longo da série.

Nota-se que todos os rios apresentaram boa concordância entre séries temporais normalizadas, confirmando a boa representação da sazonalidade hídrica e a propagação de água foi bem representada. As únicas exceções são os rios Uaupés, onde picos de cheia são subestimados em 2005 e 2006, e os períodos de seca superestimados entre 2003 e 2005. A estação virtual v27, no rio Demeni, também constatou a subestimação da cheia de 2004. Esses problemas foram igualmente constatados ao se compararem vazões calculadas e observadas, reforçando o processo de validação do modelo.

Análise do balanço hídrico

A precipitação média anual na bacia sofre pouca variabilidade ao longo do período estudado, com valor médio de 2.640 mm/ano (ou 7,2 mm/dia). O escoamento superficial médio é de, aproximadamente, 1.461 mm/ano (4,0 mm/dia) e conta com cerca de 55% da precipitação média. A evapotranspiração média é de 1179 mm/ano, correspondendo a 45% da chuva ocorrida na bacia (3,2 mm/dia).

Segundo a Figura 9, o escoamento superficial (R) e a umidade do solo (W) estão em fase com o armazenamento total de água GRACE (S). A precipitação (P) apresenta um mês a frente em relação às soluções GRACE enquanto a evapotranspiração (E) tem baixa correlação com o armazenamento total de água na escala da bacia.

De fato, R e W apresentam-se como as variáveis com maior influência sobre S, seguido por P

(Figura 10). Na escala da bacia (Manaus), coeficientes de correlação (r) entre R e S oriundos das diferentes soluções GRACE variam entre 0,91 (GFZ) e 0,96 (JPL). Correlações variam entre 0,87 (MI) e 0,90 (JPL) com umidade do solo W e oscilam entre 0,83 (MI) e 0,87 (CSR e JPL) com a precipitação P. A evapotranspiração apresentou os menores valores de r , variando entre 0,47 (MI) e 0,53 (CSR e JPL).

Entre as sub-bacias selecionadas para análise, Caracarái, na bacia do rio Branco, destaca-se como a que apresenta melhores correlações entre S e as variáveis hidrológicas. Taraqua, por outro lado, tem as piores correlações. De acordo com a Figura 10, existe um ligeiro aumento dos valores de r entre Cucuí e Manaus, que se deve ao aumento da área de drenagem considerada no cálculo do balanço hídrico. Esse aumento de área leva à compensação de erros de variáveis hidrológicas e, com relação às soluções GRACE, há uma redução do efeito relativo de seus erros frente ao aumento de S. Em geral, as soluções CSR e JPL apresentam melhores correlações com as variáveis hidrológicas na bacia do rio Negro.

Os balanços hídricos (BH) obtidos a partir do MGB-IPH e de cada solução GRACE são bem correlacionados nas seis sub-bacias. A Figura 11 ilustra séries mensais de balanço hídrico oriundas do modelo MGB-IPH e do conjunto de soluções GRACE para as sub-bacias de Caracarái, Taraqua, Cucuí e Manaus. r varia entre 0,45 em Taraqua (GFZ) e 0,84 em Caracarái (CSR). Em geral, as melhores correlações são encontradas na sub-bacia de Caracarái, seguida por Manaus (Figura 12). Os menores valores foram obtidos em Taraqua. A correlação entre BH-MGB (balanço hídrico mensal oriundo do modelo MGB) e BH-Média (balanço hídrico mensal médio das quatro soluções GRACE) balanço

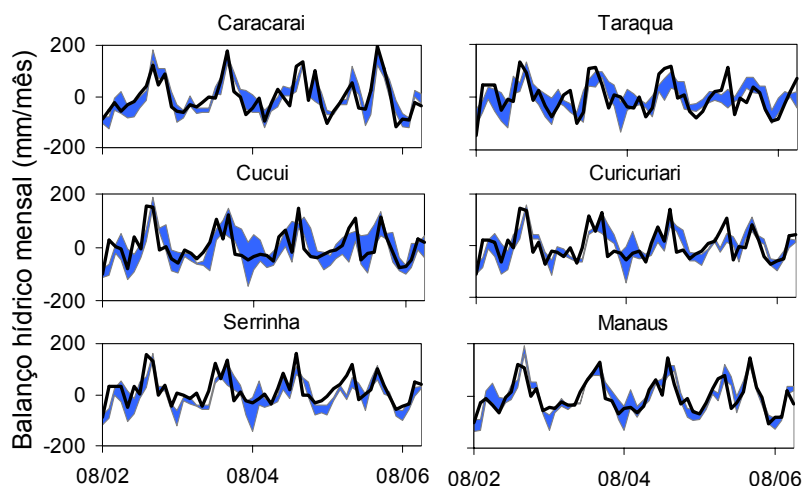


Figura 11 – Balanço hídrico mensal em Caracarai, Taraqua, Serrinha, Curicuriari, Cucuí e Manaus derivados do modelo MGB-IPH (linha preta), segundo a Eq. (6), e da diferença $S(t)-S(t-1)$ das observações GRACE. A banda cinza representa os desvios mensais das quatro soluções GRACE (CSR, GFZ, IM e JPL). As estações de Caracarai e Taraqua encontram-se, respectivamente, nos rios Branco e Uaupés, enquanto as outras estações estão localizadas ao longo do rio Negro.

hídrico mensal é de 0,94 em Caracarai, 0,57 em Taraqua e 0,80 em Manaus. Em Cucuí, Curicuriari e Serrinha, tem-se 0,78, 0,84 e 0,73, respectivamente.

Como indicado na Figura 12, os coeficientes de correlação entre as duas séries mensais de balanço hídrico consideradas (BH-MGB e BH-Média) estão de acordo com os coeficientes Nash-Sutcliffe obtidos para as vazões calculadas pelo modelo MGB, demonstrando a boa qualidade das simulações do modelo para a bacia do rio Negro.

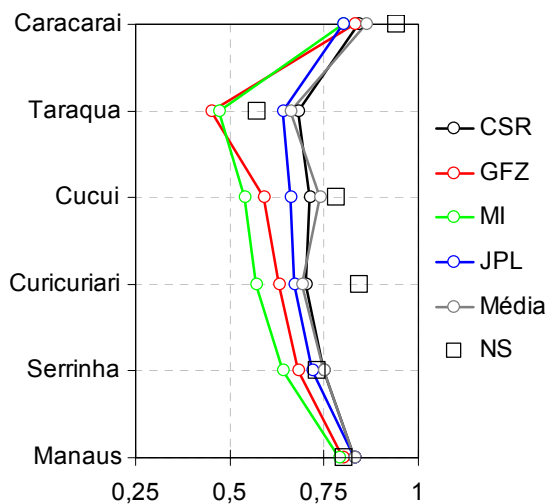


Figura 12 – Correlação entre as séries mensais de balanço hídrico oriundas do MGB-IPH e das soluções GRACE (GFZ, JPL, CSR e MI), incluindo a média delas (Média). Quadrados representam os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) para vazões no período entre 2002 e 2006

CONCLUSÕES

Este artigo apresentou a modelagem hidrológica da bacia do rio Negro e a contribuição de dados ENVISAT e GRACE na avaliação do modelo. A nova proposta de discretização espacial, baseada em mini-bacias, e a introdução de uma robusta relação $Q \times h$ no modelo MGB-IPH possibilitaram a avaliação do modelo com dados altimétricos espaciais. Simularam-se os processos hidrológicos durante 10 anos (1997-2006). O modelo foi calibrado no período de 1997-2001 com dados de vazão de 21 estações *in situ* e foi validado no período de 2001-2006, não somente com dados das mesmas estações *in situ*, mas também com 27 estações virtuais, armazenamento total de água em seis sub-bacias e leituras ADCP em Manaus. Resultados no exutório da bacia indicaram consistência entre o modelo e as observações consideradas. A vazão média simulada subestimou as observações em 6% somente. Outros resultados em estações fluviométricas e virtuais evidenciam a capacidade do modelo em fornecer séries de vazões e profundidades de rios. Verificou-se, também, o potencial da altimetria espacial em complementar a rede de monitoramento fluviométrico em regiões remotas. Um fator que deve levar-se em conta na comparação de dados altimétricos com profundidades de rios é que sinais de ambas as séries devem ser subtraídas de suas respectivas médias.

Adicionalmente, mostrou-se que o balanço hídrico mensal do modelo apresentou boa correla-

ção com produtos GRACE. Melhores desempenhos foram obtidos na sub-bacia de Caracaraí, onde a rede fluviométrica é mais densa e o regime hidrológico apresenta maior gradiente entre o período de seca e de cheia. Vistos em conjunto, todos esses resultados juntos denotam consistência no cálculo das variáveis hidrológicas pelo modelo MGB-IPH na bacia do rio Negro, e demonstram o grande potencial representado pelo uso combinado dos dados de altimetria e gravimetria espaciais na modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor gostaria de agradecer o CNPq e a CAPES/COFECUB (Projeto 516/05) pelo suporte financeiro. Os autores agradecem à ANA, MARN, IDEAM e ORE/HyBAm pela disponibilização dos dados hidrológicos e ao AVISO/CNES pelo fornecimento de dados ENVISAT. Este trabalho é parte do programa ANR (TCCYFLAM) e do programa de pesquisa conjunta CNPq/IRD.

REFERÊNCIAS

- ANA (Agência Nacional de Águas). 2009. Base de dados hidrológicos, <http://hidroweb.ana.gov.br>.
- Arora V.K. Chiew, F.H.S., Grayson, R.B., 1999. A river flow routing scheme for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 104, 14,347-14,357.
- Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M., Jasinski, J., 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysics Research* 107 (D20), 8059, DOI:10.1029/2001JD000609.
- Calmant, S., Seyler, F., Cretaux, J.F., 2008. Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surv. Geophys.*, 29,247-269. DOI 10.1007/s10712-008-9051-1
- Coe, M.T.; Costa M.H.; Botta, A.; Birkett, C., 2002. Long term simulations of discharge and floods in the Amazon river. *J. Geophys Res.*, 107, 11-1/11-17.
- Coe, M.T.; Costa M.H.; Howard, E.A., 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterization. *Hydrol. Process.*, DOI: 10.1002/hyp.6850.
- Collischon, W., Tucci, C.E.M., 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 6(1), 95-118.
- Costa, M.H. and Foley, J.A., 1997. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *J. Geophys Res.-Atmospheres*, 102(D20): 23973-23989.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 1995, Soil map of the world, scale 1:5,000,000, volume I-X: United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization, Paris.
- Farr, T. G., Paul A. Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., *et al.*, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, DOI:10.1029/2005 RG000183.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., León, J.G. Cazenave A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Rem. Sens. Env.*, 99(4), 387-399 DOI:10.1016/j.rse.2005.08.016
- Frappart, F.; Calmant, S.; Cauhope, M.; Seyler, F., Cazenave, A., 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Rem. Sens. Env.*, 100 (2), 252-264.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., 2009. Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains. *Hydr. Proc.*, 23, 502-514. DOI: 10.1002/hyp.7167
- Güntner, A., 2008. Improvement of global hydrological models using GRACE data. *Surv. Geophys.*, 29(4), 375-397.
- Hagemann, S., Dumenil, L. 1998. A parameterization lateral water flow for the global scale *Clim. Dyn.*, 14, 17-41. Hill New York
- HyBAm (Hydrologie du Bassin Amazonien). 2009. Base de dados, <http://www.mpl.ird.fr/hybam/>.
- Jasinski, M.J., Birkett, C.M., Chinn, S., Costa, M.H., 2001. Abstract, NASA/NOAA GAPP and Hydrology Principal Investigators Meeting, April 30-May, Potomac MD.
- Krysanova, V. Müller-Wohlfeil, D-I., Becker, A., 1998. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modeling*, 106, 261-289.
- León, J.G, Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Frappart, F., Fillizola, N., 2006. Rating curves and estimation of average depth at the upper Negro river based on satellite altimeter data and modelled discharges. *J. Hydr.*, 328 (3-4), 481-496.
- Liang, X.; Lettenmaier, D.P.; Wood, E.F. & Burges, S. J. (1994) A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99(7), 14415-14428.
- Liston, G.E., Y.C. Sud, and E.F. Wood, 1994. Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model: Application to the Mississippi Basin, *J. Appl. Meteorol.*, 33, 394-405.

- Marengo, J.A., 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River basin water budget. *Clim. Dyn.*, 24, 11-22. DOI 10.1007/s00382-004-0461-6.
- Martinez, J.-M., Le Toan, T., 2007. Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Rem. Sens. Env.*, 108(3), 209–223. DOI:10.1016/j.rse.2006.11D012.
- Miller, J., Russell, G. And Caliri, G.: Continental scale river flow in climate models. *J. Climate*, 7, 914-928, 1994.
- Nobre, C.A., Sellers, P.J., Shukla, J., 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957-988.
- Oki, T., Validating the runoff from LSP-SVAT models using a global river routing network by one degree mesh, in *Proceedings of 13th conference on Hydrology*, pp. 319-322, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., 1997.
- Reed, S.M., 2003. Deriving flow directions for coarse-resolution (1– 4 km) gridded hydrologic modeling, *Water Resour. Res.*, 39(9), 1238, DOI:10.1029/2003WR001989.
- Richey, J.E., Meade, R.H., Salati, E., Devol, A.H., Nordin, C.F., Santos, U., 1986. Water Discharge and Suspended Sediment Concentrations in the Amazon River: 1982-1984. *Water Resour. Res.*, 22(5), 756-764.
- Roads, J. O., M. Kanamitsu, and R. Stewart, 2002: CSE water and energy budgets in the NCEP–DOE Reanalysis II. *J. Hydrometeor.*, 3, 227–248.
- Roux, E., Silva, J.S., Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Calmant, S., Seyler, F., 2009. Producing time-series of river water height by means of satellite radar altimetry – Comparison of methods.
- Schaefli, B., Gupta, H.V., 2007. Do Nash values have value? *Hydr. Proc.*, 21, 2075–2080. DOI: 10.1002/hyp.6825.
- Shuttleworth, W.J., 1993. *Evaporation* In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill New York.
- Tapley, B.D, Bettadpur, S., Watkins, M., Reigber, C., 2004. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.* 31, L09607.
- Vaz de Almeida, F., 2009. *Variação temporal do campo gravitacional detectada pelo satélite GRACE: aplicação na bacia Amazônica*, tese .D.Sc. USP.
- Vörösmarty, C.J., B. Moore, III, Grace, A.L., Gildea, M.P., 1989. Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America, *Global Biogeochem. Cycles*, 3 (3), 241-265.
- Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V. & Velicogna, I.: Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophysical Research Letters* 31, L11501, 2004.
- Wigmosta, M. S., Vail, L. W. & Lettenmaier, D. P. (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.*, 30(6), 1665-1679.
- Xavier, L., Becker, M., Cazenave, A., Longuevergne, L., Llovel, W., Rotunno Filho, O.C., 2010. Interannual variability in water storage over 2003-2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. *Rem. Sens. Env.*, 14(8), 1629-1637.

Calibration and Validation of Hydrological Model with In Situ Data, Spatial Altimetry and Gravimetry

ABSTRACT

This paper aims to describe the hydrological modeling of the Negro River basin by combining spatial altimetry and gravimetry and in situ data. The MGB-IPH model was employed to simulate the hydrological processes of the basin. A new discretization approach based on mini-basins and a robust relation capable of estimating river water depths all over the basin allowed considering ENVISAT altimetric data during the validation step. The model was run for a 10-year period. The calibration step was performed in the 1997-2001 period with data from 21 gauge stations within the basin and the validation step was carried out with data from the same stations, discharge data derived from ADCP at Manaus and altimetric data at 27 locations within the basin for the 2002-2006 period, and ADCP-derived discharges at Manaus for the whole period. Monthly total water storage time series derived from four GRACE solutions were used to evaluate the simulated water balance. The precipitation field was built based on the HyBAM database and the climate forcings are those available from the NCEP reanalysis dataset. Performance coefficients derived from the well-known Nash-Sutcliffe (NS), adapted to mean daily, monthly and annual discharges, were considered in both simulation steps, as well as NS, the coefficients of correlation and relative streamflow volume error. Results show that MGB-IPH can reproduce discharges all over the basin satisfactorily, regardless of the insufficient precipitation monitoring. The potential of both spatial altimetry and gravimetry in large basin hydrological modeling applications is also noted.

Key-words: Hydrological modeling, Negro River, spatial altimetry, ENVISAT, GRACE, MGB-IPH.