



Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia

doi: 10.4136/ambi-agua.1137

Ana Emília Diniz Silva Guedes¹; Luiz Antonio Cândido²;
Alessandro Renê Souza do Espírito Santo*²

¹Universidade do Estado do Amazonas – UEA, Manaus, AM, Brasil

²Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA, Manaus, AM, Brasil

*Autor correspondente: e-mail: ar.rene.es@gmail.com,

aedsguedes@gmail.com, lcandido@inpa.gov.br

RESUMO

Neste estudo, é avaliada a variabilidade do estoque total de água continental, derivada de estimativas de balanço de água e dados de satélite, em combinação com dados hidro-meteorológicos. A ocorrência de cheias e vazantes extremas na bacia Amazônica é também relacionada com a variabilidade do estoque de água continental. Ambos os métodos de estimativa do estoque de água continental (Método PER e a Missão GRACE) mostram uma forte diminuição do armazenamento de água durante a seca de 2005, e uma forte recuperação durante a cheia de 2009, que se deu ao longo de um período de vários anos. Os resultados mostram que existe uma forte relação entre a ocorrência de cheias (vazantes) extremas com estoque de água continental elevado (baixo) na Amazônia. Medições pontuais e em profundidade do armazenamento de água continental podem fornecer indicações mais precisas da dinâmica do sistema hidrológico e sua resposta à variabilidade climática.

Palavras-chave: Estoque de água continental, Extremos hidrológicos, Inércia hidrológica.

Variability of continental water storage and its relationship to extreme hydrological events in the Amazon basin

ABSTRACT

In this paper, we evaluated the variability of total continental water storage derived from estimates of balance water using satellite data in association with hydro-meteorological data. The occurrence of extreme hydrological events such as drought and flood in the Amazon basin was related to the variability of total storage of continental water. Both estimation methods (PER- Precipitation, Evapotranspiration and Runoff and GRACE) show a strong decrease in water storage during the 2005 drought and a strong recovery during the 2009 flood. The results show that there is strong relationship between the occurrences of extreme hydrological events and water storage in the Amazon. Local and deep measurements of continental water storage can provide more precise indications of the dynamics of the hydrological system and its response to climate variability.

Keywords: Storage continental water, hydrological extremes, Inertia hydrological.

1. INTRODUÇÃO

A dinâmica das águas na Amazônia é complexa e envolve não apenas os fluxos superficiais, mas também os fluxos drenados até o solo profundo e a água presente nas calhas dos rios e nos aquíferos. O regime anual de vazão é influenciado pela variabilidade espaço-temporal da precipitação, responsável pela ocorrência de cheias entre junho e julho e vazantes entre setembro e outubro (Molinier et al., 1996; Filizola et al., 2006; Vale et al., 2011).

A variabilidade interanual das chuvas e sua influência na vazão estão relacionadas à ocorrência de eventos El Niño - Oscilação Sul (ENOS), com valores de escoamento baixo (alto) durante El Niño (La Niña) (Espinoza et al., 2009; Lewis et al., 2011; Xu et al., 2011). A precipitação também pode ser influenciada pelo padrão da temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico (Marengo, 1992), com efeito mais evidente durante a estação menos chuvosa (Zeng et al., 2008). Bittencourt e Amadio (2007) o classificaram como cheias (secas) os eventos com maior (menor) nível do rio Amazonas em Óbidos que aqui é designado como eventos hidrológicos extremos.

O armazenamento total de água continental é um importante componente do ciclo hidrológico terrestre, pois integra os efeitos da variabilidade da precipitação em escalas relativamente grandes de espaço e tempo. As variações lentas do armazenamento de água no solo superficial e profundo exercem uma “inércia hidrológica” em escala pontual indispensável para manter a vazão e evaporação em anos com deficiência de chuvas (Tomasella et al., 2008).

Essas variações no estoque de água continental é o resultado da combinação da variabilidade nos fluxos de entrada (Precipitação) e saída (Evaporação e Escoamento total) e contempla variações no estoque da zona não saturada (umidade do solo) e saturada (solo profundo e aquífero). Uma vez que ambos os sistemas têm uma resposta lenta (decadal a interdecadal), existe a possibilidade de que grande parte da variabilidade climática intra-sazonal seja atenuada por este componente do balanço hídrico (Tomasella et al., 2008). Se não houvesse o efeito amortecedor (inércia hidrológica) do sistema subterrâneo, anomalias climáticas extremas provocariam desvios muito maiores do que se verifica em anos normais (Tomasella et al., 2008).

Atualmente, novos dados estão sendo gerados para estimativa da variação do estoque de água continental, como é o caso da missão GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) que tem contribuído para o seu melhor entendimento. Diversos estudos (Zeng et al., 2008; Chen et al., 2009; Almeida et al., 2012) têm demonstrado as habilidades da missão GRACE em estimar a variação da massa de água continental (lâmina de água) com acurácia da ordem de 1,5 cm em uma escala espacial de 300 km. Validações dos dados da missão GRACE têm sido realizadas sobre grandes bacias hidrográficas, tais como Amazonas (Rodell et al., 2004; Zeng et al., 2008; Ramillien et al., 2009). Os resultados mostram que as estimativas das flutuações do estoque de água continental são bastante consistentes com os modelos hidrológicos existentes e os dados da missão GRACE, em relação aos níveis dos rios medidos em mais de 230 locais na bacia Amazônica (Davis et al., 2004; Almeida, 2009; Almeida et al., 2012).

Zeng et al. (2008) mensuraram as flutuações do estoque de água continental utilizando o método PER (Precipitação, Evapotranspiração e Runoff - Escoamento) no período 1970 a 2000, verificando que o estoque de água continental apresenta uma influência do ENOS, onde esta correlação é também verificado por Diniz e Candido (2010). O modelo SLAND (modelo de superfície continental) contempla a retroalimentação dos processos ligados às trocas de água e energia com a atmosfera e foi importante para determinação da evapotranspiração, sendo assim incorporado ao método PER.

A análise de Zeng et al. (2008) sugere que um estoque baixo (alta) de água pode contribuir para uma vazante (cheia) persistente, dependendo do suprimento de umidade

proveniente do solo, o que reforça a teoria de que a inércia hidrológica pode realçar um evento hidrológico gerado a partir de eventos climáticos. Portanto, como pergunta científica: seria possível que a variabilidade do estoque de água continental estivesse atuando como um agente atenuador ou intensificador dos fenômenos climáticos, afetando assim a intensidade das cheias ou secas na Amazônia?

A fim de responder essa questão, este trabalho analisa a relação entre a precipitação, à vazão e o estoque de água continental na bacia Amazônica. A variabilidade do estoque de água continental é relacionada com as principais cheias e vazantes extremas ocorridas no período de 1950 a 2009. Para complementar esse estudo de variabilidade, os resultados do estoque de água continental estimados para o início desse século são comparados com os dados da missão GRACE disponibilizados por Bettadpur (2007).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para estudar a variabilidade do estoque total de água continental da bacia amazônica foi utilizada a base de dados de Sheffield et al. (2006) que combina informações meteorológicas de superfície, tais como radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, além de precipitação e radiação de onda longa emitida pela atmosfera. Esses dados representam um “proxy” (melhor conjunto) de informações que incluem reanálises atmosféricas, dados de sensoriamento remoto e de estações meteorológicas de superfície. O conjunto de forçantes climáticas foi utilizado para o período de 1948 a 2009, para aplicação de modelo de superfície continental, com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ e temporal em escalas diária e mensal. A série de dados diários de vazão do rio Amazonas medidos em Óbidos pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2008), foi utilizada nesse estudo e compreendeu o período de 1968 a 2009. O escoamento total da área drenada por Óbidos [em mm] foi calculado considerando seu tamanho de $4,68 \times 10^6 \text{ km}^2$ (valor referente aos dados da ANA, 2008) que compreende cerca de 85% da bacia drenada de água dos afluentes do Amazonas, conforme Figura 1.

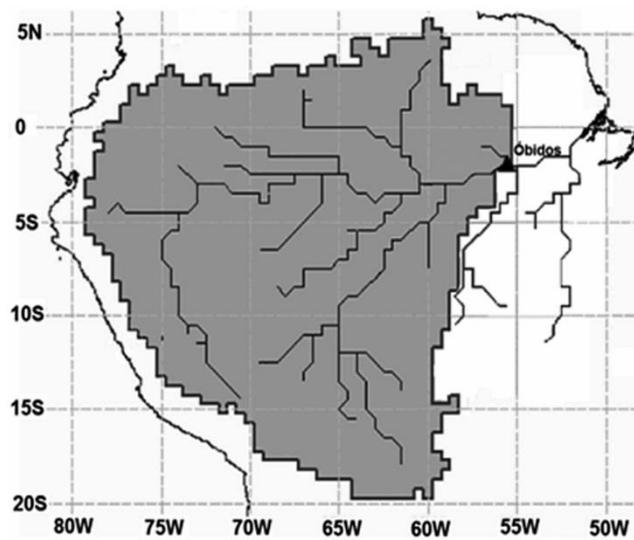


Figura 1. Área da bacia drenada de água dos afluentes da bacia Amazônica.

Os dados disponibilizados pela missão GRACE – RL04, foram derivados por Bettadpur (2007), seguindo a solução da CSR-UT (Center for Space Research-University of Texas) dos campos gravitacionais de Chen et al. (2009) para o período de abril de 2002 a dezembro de

2009, utilizados para os cálculos das estimativas das flutuações do estoque total de água continental sobre o domínio especificado na Figura 1, em uma escala de grade de 1° X 1°. Nas análises desenvolvidas sobre a variabilidade do estoque de água na Amazônia, consideraram-se as anomalias com ciclo sazonal removido tomando a média do período janeiro de 2003 a janeiro de 2007.

2.1. Modelo de superfície continental

O modelo de superfície SLAND (Zeng et al., 2000) foi utilizado para representar o balanço de água continental na bacia Amazônica, forçado pelas variáveis meteorológicas de Sheffield et al. (2006). Neste modelo, uma única camada de solo com 2m de profundidade é considerada no cálculo do balanço hídrico incluindo a zona de raízes da vegetação. Na configuração do domínio de Óbidos, o modelo foi discretizado em células de grade de 1° x 1°. O modelo foi integrado por um período de 61 anos (1948 a 2009) considerando 10 ciclos de repetição para atingir o equilíbrio com as forçantes. A Equação 1 do balanço de água na camada de solo é dada por:

$$\frac{dS}{dt} = P - Ei - Et - Rs - Rg \quad [1]$$

em que:

S é o estoque de água no solo e P é a precipitação.

A perda por evapotranspiração (E) é particionada nos fluxos de transpiração (Et) e na evaporação da água interceptada pelo dossel da floresta (Ei).

O escoamento total R , é a contribuição do escoamento superficial (Rs) e profundo (Rg).

2.2. Estimativa da variação do estoque de água continental

O estoque de total de água continental (S) representa a massa de água líquida e sólida nos reservatórios superficiais (umidade do solo, neve, gelo, lagos, canais dos rios, entre outros) e profundos (água do solo profundo e aquífero). A Equação 2 que rege o balanço de água continental é geralmente utilizada para determinar até o nível arbitrário abaixo da superfície dada, unindo os dois termos Ei e Et tem-se a evapotranspiração:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R \quad [2]$$

Dados da variação do estoque de água continental sobre toda bacia Amazônica foram obtidos através da missão GRACE para o período 2002 a 2009. A variação do estoque de água continental para o período 1950 a 2009 foi estimada através do balanço hídrico continental a partir de dados de precipitação, vazão e evapotranspiração. Para compor o método PER, se fez necessário modelar a evapotranspiração através do SLAND.

2.3. Método PER (Precipitação, Evapotranspiração e Escoamento)

No método PER, Zeng et al. (2008) demonstram que a variação do estoque total de água continental (S) é estimado pela contabilidade dos fluxos de entrada que é a precipitação observada (P_{obs}), durante o período de estudo, e os fluxos de saída que são o Escoamento total observado (R_{obs}) e a Evapotranspiração modelada pelo SLAND (E_{stand}). Conforme adaptação da Equação 2, tem-se a Equação 3:

$$\frac{dS}{dt} = P_{obs} - E_{sland} - R_{obs} \quad [3]$$

Os fluxos P_{obs} e R_{obs} fazem parte da rotina de monitoramento global, enquanto E_{sland} é estimada usando-se o modelo de superfície continental (SLAND).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Variabilidade da evapotranspiração

A evapotranspiração média mensal (EVAP) mostra uma variação aproximada entre 3,4 e 3,8 mm dia⁻¹, e uma média de 3,6 mm dia⁻¹ (Figura 2). Estas estimativas são condizentes quando comparadas a dados medidos em diferentes sítios de floresta na Amazônia, que indicam uma variação que não deve ser inferior a 3,5 mm dia⁻¹ nem superior a 4,0 mm dia⁻¹ (Correia et al., 2007). A EVAP é subestimada quando comparada aos dados de Leopoldo (2000) que mostra valores de 4,59 mm dia⁻¹, e bastante próxima aos valores medidos por Marques et al. (1980) com magnitude de 3,45 mm dia⁻¹. A comparação com estimativas provenientes de dados hidrológicos (Vorosmaty et al., 1989) sugerem valores também equiparáveis e da ordem de 3,42 mm dia⁻¹.

O modelo SLAND foi capaz de representar uma variabilidade que comparada a da precipitação é bastante inferior. Zeng (1999) mostra que a maior variabilidade da precipitação influencia a variação do estoque de água continental na Amazônia (Figura 2). Segundo este autor, isso faz com que os erros inerentes às incertezas nas estimativas da evapotranspiração tenham menor impacto na estimativa do estoque de água continental pelo método do balanço hidrológico. A variabilidade da precipitação abrange desde o ciclo anual, até escalas interanual e interdecadal (Marengo et al., 2004), que está relacionada as ocorrências dos eventos ENOS (Ronchail et al., 2002) no oceano pacífico equatorial e também aos padrões de variabilidade da temperatura da superfície no oceano Atlântico equatorial (Zeng, 1999; Kayano et al., 2011; Andreoli et al., 2012).

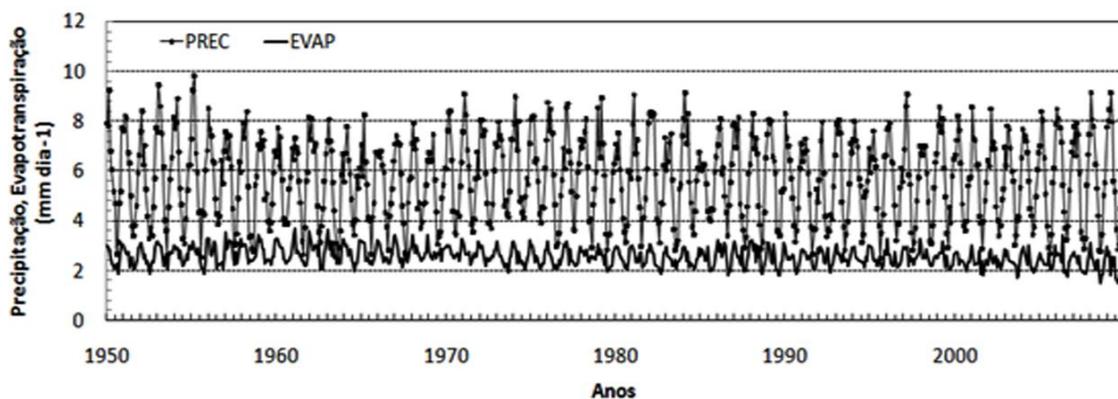


Figura 2. Série temporal intersazonal da Evapotranspiração modelado pelo SLAND de 1950 a 2009 (integrada para toda a bacia estudada), comparada com a variabilidade de precipitação utilizada como forçante do modelo.

3.2. Variabilidade do escoamento total

Na correlação entre a vazão observada em Óbidos e a estimativa da vazão obtida a partir da evapotranspiração modelada pelo método SLAND (Figura 3), observa-se uma boa aproximação entre os escoamentos. O ajuste entre as curvas é apresentado através do gráfico de dispersão no canto superior esquerdo da Figura 3 com coeficiente de determinação (R^2) da ordem de 0,7191. Esse bom desempenho do modelo SLAND permitiu o uso dos dados de

escoamento total simulado para a substituição das falhas observadas entre 1950 e 1968 para o cálculo do estoque total de água continental, através do método PER. Esse procedimento usado para o preenchimento de falhas não comprometeram as estimativas de variabilidade no estoque de água continental, pois as médias anuais observadas e estimadas foram da ordem de 3,21 e 3,25 mm/dia, respectivamente, entre o período de 1970 a 2009. Em relação a uma diferenciação de valores de vazão para o intervalo de 1980 a 1984, pode estar associado a falhas nos dados observados ou a erros inerentes da estimativa da evapotranspiração pelo modelo SLAND.

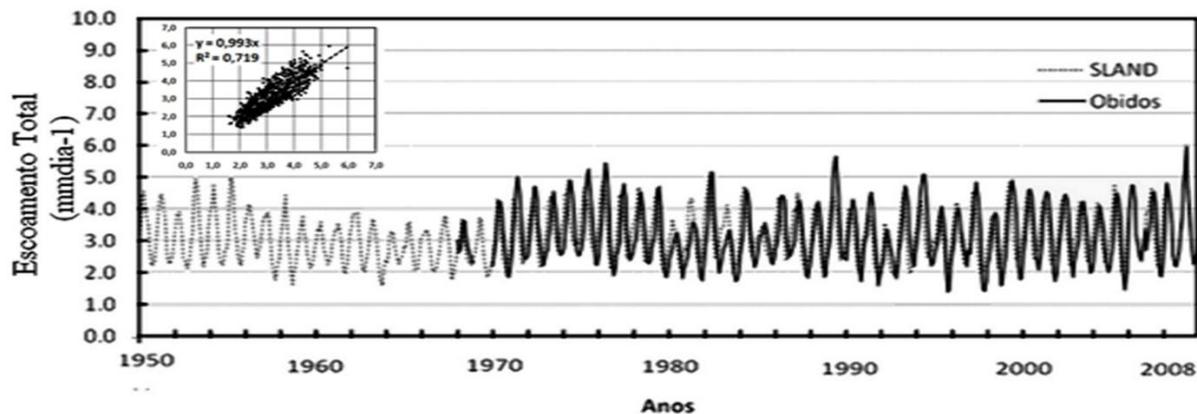


Figura 3. Variabilidade de vazão de Óbidos comparado com a vazão estimada pela evapotranspiração modelada no SLAND acompanhado da medida de dispersão entre os dados.

3.3. Variabilidade do estoque de água continental pelo método PER

O método PER captou a variabilidade correspondente aos anos que sofreram fortes vazantes e as grandes cheias que estão marcados na Figura 4 e ordenados na Tabela 1, com os respectivos valores do estoque de água (S). A variabilidade interanual e interdecadal do estoque de água continental para o período 1950 a 2009 mostrou um padrão bem definido, com amplitude de até 600 mm (Figura 4). Na escala interdecadal, o estoque apresenta valores elevados ao longo da década de 50, com média em torno de 746 mm e máximos acima de 1000 mm. Porém, ocorrendo uma queda no estoque para a década de 60, seguidos de valores menores que 200 mm que persistem até o início da década de 70. A partir dos anos 70, inicia-se um novo ciclo de estoque de água continental elevando-se em toda bacia, que perdura até final dos anos 80, atingido valores de até 1100 mm. Esse aumento no estoque de água esta associado ao aumento da precipitação, cuja variabilidade após os anos 70 se dá com a mudança na variabilidade do Pacífico e do Atlântico em escalas decadais e/ou superiores se mantendo dessa forma até início deste século (Ronchail et al., 2007).

Na década de 90, um ciclo de valores intermediários de estoque se estabelece com tendência de redução, em que as variações interanuais determinam as flutuações do estoque de água continental. Estes resultados convergem com os resultados de Óbidos obtidos por Zeng et al. (2008), quando analisaram a variabilidade do estoque de água continental no período de 1970 a 2005, e Espinoza et al. (2009) quando explica que a tendência das vazões máximas são explicadas pelas variações decadais das chuvas no verão e no outono austral no período de 1963 a 2003, sendo que essa variabilidade interdecadal da chuva é também responsável pela variabilidade do estoque de água continental e diretamente associadas as vazões máximas.

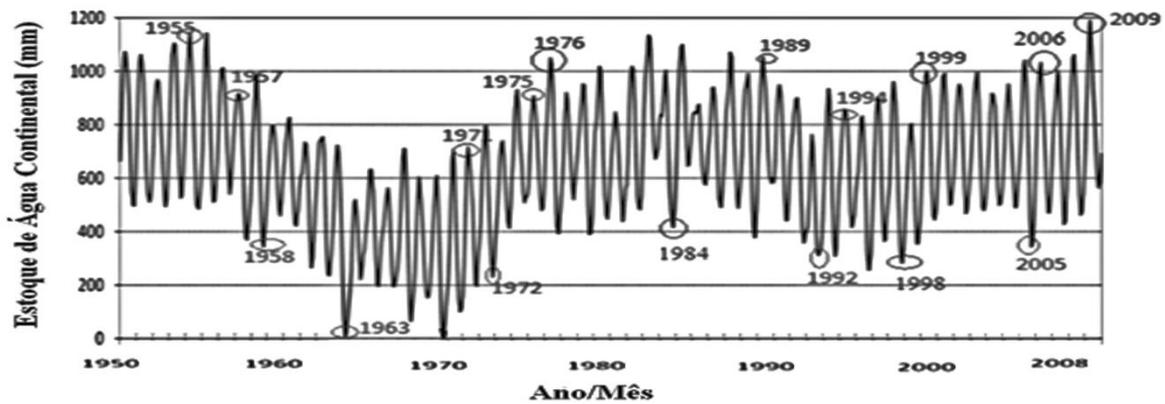


Figura 4. Estimativa do estoque de água continental através do método PER de 1950 a 2009

Tabela 1. Relação das maiores cheias e vazantes de 1950 a 2009 com as respectivas estimativas de estoque de água continental da bacia Amazônica.

Anos de Cheias	S(mm)	Anos de Vazantes	S(mm)
1955	1120	1958	320
1967	900	1963	10
1971	710	1972	240
1975	910	1984	420
1976	1080	1992	310
1989	1100	1998	280
1994	860	2005	315
1999	1000		
2006	1070		
2009	1190		

A partir dos anos 2000, uma nova tendência decadal de incremento se estabelece no estoque de água continental que perdura até o final da série, porém com variações interanuais acentuadas nos estoques de água continental propiciando grandes amplitudes, favorecendo assim condições que podem ter contribuído com a seca de 2005 (com grande queda no estoque para valores abaixo de 400 mm) e a grande cheia de 2009 (com grande acréscimo no estoque para valores acima de 1100 mm), em ambos os casos extremos, os estoques apresentaram grandes amplitudes nas variações interanuais > 700 mm.

3.4. Anomalias do estoque de água continental entre 2002 e 2009

A Figura 5 apresenta o padrão de variabilidade das anomalias do estoque de água continental para a bacia Amazônica estimada pelo método PER e através dos dados GRACE. As anomalias foram derivadas considerando o período base de 2003 a 2007. A variabilidade

interanual do estoque de água continental representadas pelo método PER e nos dados GRACE são bastante semelhantes.

A variação no estoque de água continental inclui mudanças no estoque de água no solo e nos reservatórios de água profunda e superficial, desta forma mudanças neste estoque vão refletir o efeito da variabilidade da precipitação na perda por evapotranspiração e nos escoamentos superficiais e sub-superficiais em uma dada área ou bacia (Chen et al., 2009). Os processos que interligam esses diferentes componentes do ciclo hidrológico continental ocorrem em escalas de tempo e espaço diferentes e influenciam o efeito da Inércia hidrológica continental.

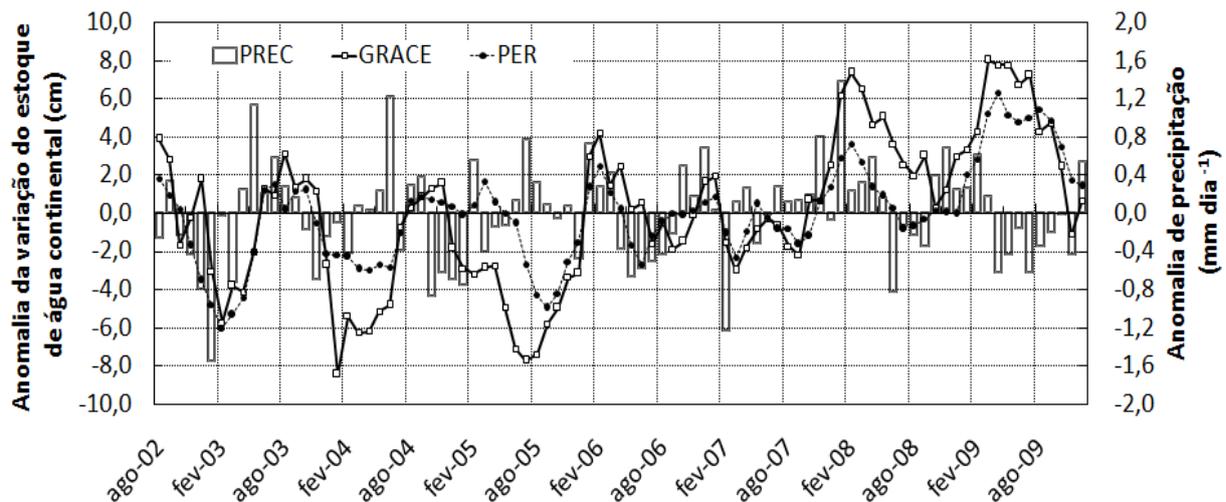


Figura 5. Comparação entre as anomalias da Precipitação, o método PER e a missão GRACE durante o período de agosto de 2002 a dezembro de 2009.

Baseado na Figura 5, verificam-se persistências de anomalias intensas e negativas de precipitação durante a pré-estação e estação chuvosa dos anos 2002 e 2003, onde o menor nível ocorre em fevereiro de 2003, resultando na queda do estoque de água continental. Em agosto de 2003 o estoque de água aumentou, mas com um retardo em relação às anomalias positivas de precipitação. Neste mesmo ano inicia-se um novo ciclo de anomalias de precipitação menos persistentes e que se prolongam até meados de 2005. Nesse período os dados obtidos pela missão GRACE superestimam o déficit de estoque de água comparado ao método PER. É possível observar que o baixo estoque de água ao longo de 2003 a 2005, em conjunto com anomalias negativas de precipitação, resultou na grande seca da Amazônia em 2005. Apesar das anomalias negativas mais persistentes de precipitação terem sido em 2004, neste ano não ocorreu uma grande vazante, pois o estoque de água continental não se encontrava em um nível menor quanto em 2005, mesmo com chuvas acima da média nesse ano (Figura 5).

A partir de agosto de 2005, observa-se um aumento do estoque de água continental representado pelos dois métodos associados às anomalias positivas de precipitação sobre a bacia (Figura 5). Após o mês de agosto de 2006, uma maior frequência de anomalias positivas domina o padrão de variabilidade de precipitação. Esse comportamento na precipitação favorece a anomalias positivas do estoque de água continental entre 2007 e 2008 que se intensificam até o final de 2009. A partir daí, sustentando um elevado estoque de água continental durante todo o ano de 2009, mesmo com a ocorrência de chuvas abaixo da média nesse ano. Esta combinação de anomalias resultou na ocorrência da grande cheia de 2009.

4. CONCLUSÃO

Os resultados sugerem a necessidade da inclusão explícita da dinâmica de águas profundas nos modelos de superfície continental, já que ainda não é programada como parte integrada das rotinas de processamento numérico. Justamente para que as amplitudes interanuais e interdecadais do estoque de água possam ser consideradas nas simulações do ciclo hidrológico na Amazônia.

Nos anos em que ocorreram graves fenômenos de vazantes (cheias), estes foram marcados por intensas anomalias negativas (positivas) de precipitação - El Niño (La Niña) numa escala de tempo basicamente interanual e que se complementaram negativamente (positivamente) com níveis baixos (altos) do estoque de água continental numa escala de tempo diferencialmente interdecadal. Promovendo assim, intensas vazantes (cheias).

É importante considerar que o estudo do estoque de água continental, através do método PER, capturou com boa definição o estoque numa variabilidade interanual e interdecadal. A comparação entre os métodos de estimativa das anomalias do estoque de água continental (GRACE e PER), para os anos de 2002 a 2009, mostra que ambos apresentam a mesma variabilidade, indicando que o estoque total de água na bacia Amazônica também tem um papel importante na ocorrência dos extremos hidrológicos associados às anomalias climáticas dos oceanos Atlântico e Pacífico, e que em conjunto com essas condições, a inércia hidrológica atua como um regulador do regime hidrológico, inclusive em anos anteriores a 2002.

As diferenças entre as estimativas do método PER e da missão GRACE devem estar associados a fontes de erros inerentes aos dois métodos. Apesar dessas diferenças, os métodos apresentam destreza na representação das anomalias do estoque de água continental. Por fim, este trabalho indica a potencialidade dos dados da missão GRACE para o estudo da hidrologia da Amazônia que apresenta uma grande diversidade de rios e áreas alagáveis que se modificam durante as cheias e as vazantes.

5. AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao apoio financeiro da FAPEAM pela concessão de bolsa de estudo. Ao CNPQ (projeto: 575947/2008) pelo apoio financeiro e ao programa LBA pela infraestrutura do núcleo de modelagem climática e ambiental.

6. REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. de; KAYANO, M. T.; CANDIDO, L. A. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *International Journal of Climatology*, v. 32, p. 1193-1205, 2012. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2345>
- ALMEIDA, F. G. V.; CALMANT, S.; SEYLER, F.; RAMILLIEN, G.; BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. C. et al. Time-variations of equivalent water heights from Grace Mission and in-situ river stages in the Amazon basin. *Acta Amazonica*, v. 42, p. 125-134, 2012. <http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672012000100015>
- ALMEIDA, F. G. V. **Variação temporal do campo gravitacional detectada pelo satélite GRACE: Aplicação na bacia Amazônica**. 2009. 164f. Tese (Doutorado em Engenharia de transportes) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

GUEDES, A. E. D. S.; CÂNDIDO, L. A.; SANTO, A. R. S. E. Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 2, p. 88-99, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1137>)

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA (Brasil). **Website**. 2008. Disponível em: <<http://ana.gov.br/salaimprensa/>>. Acesso em: julho de 2009.

BETTADBUR, S. **CSR Level-2 Processing Standard Document for Product Release 04, GRACE 327-742**. The GRACE Project. Austin: Center for Space Research, University of Texas, 2007.

BITTENCOURT, M. M.; AMADIO, S. A. Proposta para identificação rápida dos períodos hidrológicos em áreas de várzea do rio Solimões-Amazonas nas proximidades de Manaus. **Acta Amazonica**, v. 37, n. 2, 2007. <http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672007000200019>

CHEN, J. L.; WILSON, C. R.; TAPLEY, B. D.; YANG, Z. L.; NIU, G.Y. drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, B05404. 2009. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006056>

CORREIA, F. W. S.; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de Umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura (SBPC)**, v. 59, p. 39-43, 2007.

DAVIS, J. L.; ELÓSEGUI, P.; MITROVICA, J. X.; TAMISIEA, M. E. Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 31, 2004. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021435>

DINIZ, A. E; CÂNDIDO, L. A. Os eventos extremos relacionados com os ENOS e a variação do estoque de água da Bacia Amazônica no século XX. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém. **Anais...** Belém: [s.n.], 2010.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL J.; GUYOT J. L.; COCHONNEAU, G.; FILIZOLA N.; LAVADO, W. et al. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). **International Journal of Climatology**. v. 29, p. 1574 – 1594, 2009. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1791>

FILIZOLA, N.; SILVA A. V.; SANTOS, A. M. C.; OLIVEIRA, M. A. Cheias e secas na Amazônia: Breve abordagem de um contraste na maior bacia hidrográfica do globo. **T&C Amazônia**, Agosto, ano IV, n. 9, p. 42-49, 2006.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1119-1134, 2011. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2135>

LEOOLDO, P. L. O ciclo hidrológico em bacias experimentais da Amazônia central. In: SALATI, E.; ABSY, M. L.; VICTORIA, R. L. (Eds.). **Amazônia: um ecossistema em transformação**. Manaus: INPA, 2000.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 311-554, 2011. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1200807>

MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, p. 853-863, 1992. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370120808>

GUEDES, A. E. D. S.; CÂNDIDO, L. A.; SANTO, A. R. S. E. Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 2, p. 88-99, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1137>)

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climatology**, v. 17, p. 2261–80, 2004. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2)

MARENGO, J. A. Interdecadal and long tends rainfall variability in the Amazon basin. **Theoretical and applied Climatology**, p. 78-96, 2004. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-004-0045-8>

MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J. Cálculo da evapotranspiração real na bacia Amazônica através do método aerológico. **Acta Amazônica**, v. 10, p. 357-361, 1980.

MOLINIER, M.; GUYOT, J. L. L.; DE OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, V. Les regimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. In: CHEVALIER, P.; POUYAUD, B. (Eds.). **L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour Le développement**, Paris, Mai 1995. Wallingford: IAHS, 1996 (IAHS Publications, 238)

RAMILLIEN, G.; CAZENAVE, A.; REIGBER, C.; SCHMIDT, R.; SCHWINTZER, P. Recovery of global time variations of surface water mass by GRACE geoid inversion, in Gravity, Geoid and Space Missions, International Association. **Symposium of Geodesy**, v. 129, p. 310-315, 2009. http://dx.doi.org/10.1007/3-540-26932-0_54

RODELL, M.; FAMIGLIETTI, J. S.; CHEN, J.; SENEVIRATNE, S.I.; VITERBO, P.; HOLL, S.; WILSON, C. R. Basin Scale estimates of evaporation using GRACE and other observations. **Geophysical Research**, v. 31, 2004. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020873>

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT J. L.; GORETTI DE MIRANDA CHAVES, A.; GUIMARÃES, V. et al. Rainfall variability in the Amazon Basin and SSTs in the tropical Pacific and Atlantic oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, p. 1663–1686, 2002. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.815>

RONCHAIL, J.; LABAT, D.; CALLÈDE, J.; COCHONNEAU, G.; GUYOTO, J. L.; FILIZOLA, N. et al. Discharge variability within the Amazon basin. In: DEMUTH, S. et al. (Eds.). **Climate variability and change: hydrological Impacts**. Wallingford: IAHS Press, Institute of Hydrology, 2007. (IAHS Publication; no. 308).

SHEFFIELD, J.; GOTETI, G.; WOOD, E. F. Development of a 50 year High Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling. **Journal of Climate. American Meteorological Society**, v. 19, p. 3088-311, 2006. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3790.1>

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G.; CUARTAS, L. A.; NOBRE, A. D.; WATERLOO, J.; OLIVEIRA, S. M. The water balance of an Amazonia micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 13, p. 2133-2147, 2008. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6813>

VALE, R.; FILIZOLA, N. P.; SOUZA, R. E.; SCHOGART, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 577-586, 2011.

VÖRÖSMARTY, C. J.; MOORE III, B.; GRACE, A. L.; GILDEA, M. P.; MELILLO, J. M.; PETERSON, B. J. et al. Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 3, p. 241-265, 1989. <http://dx.doi.org/10.1029/GB003i003p00241>

GUEDES, A. E. D. S.; CÂNDIDO, L. A.; SANTO, A. R. S. E. Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 2, p. 88-99, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1137>)

XU, L.; SAMANTA, A.; COSTA, M.; GANGULY, S.; NEMANI, R.; MYNENI, R. Widespread decline in greenness of Amazonian Vegetation due to the 2010 drought. **Geophysical Research**, v. 38, 2011. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL046824>

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **J. Geophysical Research**, v. 104, p. 9097-9106, 1999. <http://dx.doi.org/10.1029/1998JD200088>

ZENG, N.; CHOU, C. A quasi-equilibrium tropical circulation model- Implementation and simulation. **Journal Atmosphere Science**, v. 57, p. 1767-1796, 2000. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057%3C1767:AQETCM%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057%3C1767:AQETCM%3E2.0.CO;2)

ZENG, N.; JIN-HO YOON, MARIOTTI, A. R.; SWENSON, S. Variability of Basin-Scale Terrestrial Water storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the Mississippi. **Journal of Climate**, v. 21, p. 248-264, 2008. <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI1639.1>