INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO AMAZONAS – UEA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE - LBA

Influência da variabilidade do estoque de água continental na configuração de condições hidroclimáticas extremas na bacia Amazônica

ANA EMÍLIA DINIZ SILVA GUEDES

Manaus – Amazonas

Outubro, 2010

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO AMAZONAS – UEA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE - LBA

Influência da variabilidade do estoque de água continental na configuração de condições hidroclimáticas extremas na bacia Amazônica

ANA EMÍLIA DINIZ SILVA GUEDES

Orientador: Dr. Luiz Cândido

Fonte Financiadora: FAPEAM

Dissertação para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente do LBA- INPA/UEA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em CLIMA E AMBIENTE, área de concentração em Modelagem Climática.

Manaus – Amazonas

Outubro, 2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

G922 Guedes, Ana Emília Diniz Silva
Influência da variabilidade do estoque de água continental na configuração de condições hidroclimáticas extremas na bacia amazônica / Ana Emília Diniz Silva Guedes. --- Manaus : [s.n.], 2010.
79 f. : il. (algumas color.)

Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente)--INPA/UEA, Manaus, 2010.

Orientador: Dr. Luiz Antônio Cândido

Primeiramente a Deus por tudo que fez e me proporcionou durante estes dois anos, pelas duas conquistas, pelos dois filhos, esta dissertação e pelo amado filhinho *Simon Emanuel* que chegará em dezembro. Aos meus pais Albenice e Manoel, pelo amor, educação e orações, a minha irmã Aline Raquel, pelo incentivo e apoio, e ao meu esposo Omar Guedes pelo eterno companheirismo, suporte, paciência e compreensão, sem vocês, eu não teria conseguido.

A Estes dedico...

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Dr. Luiz Antonio Cândido, por toda paciência, ensino e empenho no desenvolvimento da dissertação, sem este apoio, dificilmente teria alcançado êxito.

Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi, pelo apoio e assistência dada durante esses dois anos no LBA.

Aos meus colegas (Jeanne, Renê e Rose) do Núcleo de Modelagem Climática e Ambiental (NMCA) pelo apoio e por ter agüentado e tolerado meus enjôos da gravidez e os que não eram de gravidez também...

Aos meus colegas de turma (Ana Paula, Edilanê, Eliane Batista, Gilmara, Ian Seixas, Paula Enna, Paulo Ferreira e Ronaldo) pelas ajudas mútuas nos tempos árduos das disciplinas.

À FAPEAM, pelo apoio financeiro.

Ao CNPq processo 575947/2008-0 pela fomento a infra-estrutura.

...Assim...somos mais fortes e ainda melhores, quando estamos juntos...

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....4

AGRADECIMENTOS.....5

RESUMO.....9

ABSTRACT.....10

SÍMBOLOS E SIGLAS.....11

LISTA DE FIGURAS.....14

1-INTRODUÇÃO.....16

2- OBJETIVOS.....23

2.1- OBJETIVOS GERIAIS.....23

2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....23

3- JUSTIFICATIVAS E MOTIVAÇÕES.....24

4- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....26

4.1- CICLO HIDROLÓGICO E O BALANÇO DE ÁGUA NA BACIA AMAZÔNICA.....26

4.2 - ESCOAMENTO SUPERFICIAL.....26

4.3- EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....28

4.4- EFEITO MEMÓRIA.....31

4.5- CHEIA E VAZANTE.....33

4.6- ACOPLAMENTO DE MODELOS ATMOSFÉRICOS HIDROLÓGICOS.....34

5- MATERIAIS E MÉTODOS.....35

5.1- BACIA AMAZÔNICA.....35

5.2- BASE DE DADOS.....36

5.3- ESTIMATIVA DA VARIAÇÃO DO ESTOQUE DE ÁGUA CONTINENTAL ATRAVÉS DE SATÉLITES – PROJETO GRACE.....37

5.4- MÉTODO PER.....40

5.5- MODELO DE SUPERFÍCIE CONTINENTAL (SLAND).....42

6- RESULTADOS E DISCUSSÕES.....46

6.1- ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....46

6.2- COMPARAÇÃO ENTRE O ESCOAMENTO TOTAL OBSERVADO E O MODELADO.....47

6.3- ESTIMATIVA DO ESTOQUE TOTAL DE ÁGUA NO SOLO PARA A BACIA AMAZÔNICA.....48

6.3.1- VARIABILIDADE DE DADOS DE CHEIAS E VAZANTES NA BACIA AMAZÔNICA.....54

6.3.2- COMPARAÇÃO DA VARIABILIDADE DO ESTOQUE DE ÁGUA CONTINENTAL ENTRE O MÉTODO PER E OS SATÉLITES GRACE.....54

6.3.3- MODELO HADCM3 E A VARIAÇÃO DO ESTOQUE DE ÁGUA CONTINENTAL.....59

6.4- ANÁLISE DAS RELAÇÕES ENTRE EXTREMOS CLIMÁTICOS E HIDROLÓGICOS.....60

7- DISCUSSÕES.....66

8- CONCLUSÕES.....66

9- PERSPECTIVAS.....69

10- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....70

DINIZ, Ana Influência da variabilidade do estoque de água continental na configuração de condições hidroclimáticas extremas na bacia Amazônica. Dissertação de Mestrado. Instituto nacional de Pesquisa da Amazônia, 2010.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo estimar a variação do estoque de água continental da bacia Amazônica usando o método do balanço hídrico denominado PER, juntamente com um modelo SLAND de superfície de média complexidade para avaliar o comportamento hidrológico da bacia e relacionar com os eventos climáticos durante a segunda metade do século XX. Para analisar os eventos hidrológicos extremos, serão usados os dados dos satélites GRACE, para validar os valores estimados do estoque continental para o início do século XXI. O estoque de água estimado será a base para a verificação dos cenários de impactos no balanço hídrico das mudanças climáticas projetados pelos modelos dos IPCC. Como resultado deste trabalho, conclui-se que o comportamento dos eventos hidrológicos na bacia Amazônica, pode ser afetado pelos ENOS, sendo que o estoque de água continental atua como um intensificador ou atenuador dos fenômenos hidrológicos extremos.

Palavras chave: Eventos extremos, GRACE, Estoque de água continental.

DINIZ, Ana. Influence of variability of continental water storage in the configuration of extreme hydro conditions in the Amazon basin.Msc Dissertation, Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, 2010.

ABSTRACT

This study aims to estimate the variability of continental water storage of the Amazon Basin using water balance method called PER, together with a model surface SLAND of medium complexity for evaluating the hydrology of the basin and relate to climatic events during the second half of the twentieth century. To analyze the hydrological extreme events, will use data from the GRACE satellites, to validate the estimated values of the mainland stock to the beginning of the XXI century. The estimated water supply will be the basis for the verification of scenarios on water balance impacts of climate change projected by the IPCC models. As a result of this work, conclude that the behavior of hydrological events in the Amazon basin, can be affected by ENSO, and the stock of continental water acts as an enhancer or attenuator of extreme hydrological phenomena.

Keywords: Extreme events, GRACE, Continental Water Storage

SÍMBOLOS E SIGLAS

SÍMBOLOS

Letras romanas

S Quantidade de água armazenada no solo

P Precipitação

E Evapotranspiração

E_t Transpiração

E_i Evaporação da água interceptada pela vegetação

R Escoamento total

Rs Escoamento superficial

Rg Escoamento profundo

Fs^{net} Fluxo líquido da energia a superfície

$Ss^{\downarrow}$ Radiação de ondas curtas incidente

$Ss^{\uparrow}$ Radiação de ondas curtas refletida

$Ls^{\downarrow}$ Radiação de ondas longas emitida pela atmosfera

$Ls^{\uparrow}$ Radiação de ondas longas emitida pela superfície

H Fluxo de calor sensível

Letras gregas

∂ Derivada parcial

SIGLAS

ANA Agência Nacional de Águas

APREC Anomalias de Precipitação

ATAE Anomalias de Temperatura do Atlântico Equatorial

ATPE Anomalias de Temperatura do Pacífico Equatorial

DLR-GFZ Deutsche Forschungsanstalt fur Luft und Raumfahrt – Geo Zentrum

ENOS El Niño Oscilação Sul

ETP Evapotranspiração Potencial

ETR Evapotranspiração Real

GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment

GRGS Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale

GSFC	Goddard Space Flight Center NASA.
IPCC	Intergovernamental Panel on Climate Change
MCG	Modelos de Circulação Global
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PER	Precipitação, Evapotranspiração e Runoff.
SLAND	Simple Land Model
SVATS	Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTCSR	University of Texas Center for Space Research
VSA	Variable Source Area

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Variação temporal do estoque de água continental (S) na Amazônia. Também são incluídas as ocorrências de cheias e vazantes (círculos) e de El Niño e La Niña (barras horizontais). Figura adaptada de Zeng et al., (2008).....22

Figura 2- Pontos em uma bacia onde se verifica escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui (Steenhuis *et al*., 2004).....27

Figura 3- Ilustração do efeito memória – Propagação da precipitação através de um perfil continental, original de Changnon, 1997, adaptado por Ana Emília.....31

Figura 4 - Delimitação da bacia Amazônica retirado do trabalho de Getirana 2009.....34

Figura 5 – Disposição dos satélites GRACE, na órbita terrestre- foto retirado do site oficial do programa http://www.csr.utexas.edu/grace/.....38

Figura 6 - Anomalias do campo gravitacional da Terra obtido através dos satélites GRACE.....39

Figura 7 – Esquema do balanço de água no solo.....40

Figura 8 – Retirada do trabalho de Zeng (1999) – Ilustrando o acoplamento Atmosfera e continente, justificando o método PER, adaptado por Ana Emília.....41

Figura 9 - Ilustração das componentes do modelo SLAND- Figura de Ana Emília.....44

Figura 10 - Gráfico da Evapotranspiração modelado pelo SLAND de 1948 a 2009 para a bacia Amazônica.....45

Figura 11 - Comparação do runoff modelado com a vazão convertida em runoff de Óbidos em escala mensal e anual de 1968 a 2009.....47

Figura 12 - Comparação das médias anuais do runoff modelado com a vazão convertida em runoff de Óbidos de 1968 a 2009.....46

Figura 13 - Cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja), a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa) de 1903 a 2009, para o posto de Manaus disponibilizado pela hidroweb.....49

Figura 14 - Cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja), a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa) de 1968 a 2009, para o posto de Óbidos disponibilizado pela hidroweb.....50

Figura 15 – Estimativa da variabilidade do estoque de água continental através do método PER de 1950 a 2009.....53

Figura 16 – Comparação entre as anomalias do estoque de água continental captados pelos satélites GRACE e obtido pelo método PER no período de agosto de 2002 a dezembro de 2009.....56

Figura 17 – Variação do Estoque de Água Continental captado pelo GRACE no período de vazante- ASO de 2005.....57

Figura 18 – Variação do Estoque de Água Continental captado pelo GRACE no período cheia de- AMJ de 2009.....57

Figura 19- Comparação entre as anomalias dos modelos do IPCC- HADCM3 A2 e A1B, e as anomalias captadas pelo GRACE no período de agosto de 2002 a dezembro de 2009.....58

Figura 20 – Anomalias de TSM no Pacífico Equatorial para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND no período de 1950 a 2009. 60

Figura 21 – Anomalias de TSM no Atlântico Norte para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND no período de 1950 a 2009.....61

Figura 22 – Anomalia de Precipitação na Amazônia no período de 1950 a 2008 para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND.....62

Figura 23 – Anomalias de Cota em Manaus no período de 1950 a 2008 para os trimestres de JFM, AMJ, JAS e OND.....63

Figura 24– Anomalias de estoque de água continental na bacia Amazônica no período de 1950 a 2008 para os trimestres de JFM, AMJ, JAS e OND,.....64

1. INTRODUÇÃO

A bacia Amazônica é conhecida e caracterizada pelo tamanho e pela biodiversidade da floresta tropical, como também das características climáticas e ambientais, muito diferente de outras regiões do globo terrestre, como a variação sazonal do estoque de água. Descarrega no oceano Atlântico um volume de água que representa cerca de 15 % das contribuições hídricas globais dos continentes aos oceanos (Molinier et al.,1995), com vazão média anual da ordem de 210.000 m^3/s na sua foz (Filizola et al., 2002).

As variabilidades do sistema hidrológico em função dos fenômenos climáticos geram flutuações no nível das águas entre a cheia e a vazante, e têm uma importante função motriz que regula o funcionamento ecológico de toda a bacia Amazônica. As características geográficas e topográficas da grande bacia e a variação do clima são determinantes do seu regime hidrológico, e seu comportamento influencia o desenvolvimento dos ecossistemas e as atividades humanas dos povos da região.

A dinâmica do ciclo das águas na Amazônia é fortemente dependente da variabilidade das chuvas, que se distribui de maneira irregular no espaço e no tempo ao longo de toda bacia (Espinozza). Os reservatórios continentais de águas superficiais e

profundas são de grande importância no ciclo hidrológico global e no sistema climático (Masuda et al.,2006). A bacia Amazônica compreende regiões com vários regimes de chuvas e escoamento, e a variabilidade sazonal no canal principal em Óbidos é um resultado complexo de diferentes regimes observados nas sub-bacias hidrográficas (Molinier et al.,1996).

Durante o período de nível alto dos rios, grande parte do sistema Amazônico sofre inundação, enquanto durante a vazante ocorre a formação de lagos e ilhas. Essa configuração marcante pode sofrer intensificação e realçar os impactos nos componentes do ciclo hidrológico de um ano para outro, particularmente sob influência de eventos climáticos extremos. Essa dinâmica das águas é muito complexa na Amazônia e envolve não apenas os fluxos superficiais, mas também os fluxos drenados e o estoque de água existente desde a superfície até o solo profundo. Durante a época da cheia, o rio Amazonas expande na floresta adjacente e as águas de superfície podem representar cerca de 10% a variação sazonal da umidade do solo. Nepstad et al., (1994), encontraram água subterrânea a uma profundidade de mais de 8 m abaixo da superfície no leste da Amazônia, que eram absorvidas por raízes das árvores, que mantiveram sua taxa de transpiração durante o período de estiagem a uma magnitude equivalente a praticada no período chuvoso. Segundo Tomasella et al., (2009), a presença do lençol freático em níveis muito próximos a superfície na região central da Amazônia sugere que a dinâmica das águas subterrâneas pode ter papel fundamental na regulação do ciclo hidrológico continental em escalas de tempo além da intrasazonalidade.

O conteúdo total de água no subsolo é um importante componente do ciclo hidrológico, devido a este integrar as anomalias atmosféricas sobre relativamente grande escala de espaço e de tempo, exercendo uma função de proteção do sistema hidrológico contra mudanças rápidas. Isto é um fato relevante, pois variações no conteúdo de água armazenada no solo superficial e profundo são determinantes para os processos hidroclimáticos de interação continente-atmosfera, ou seja, pode regular a dinâmica hidrológica entre superfície continental e atmosfera devido a sua lenta variação temporal, ou "efeito memória". Os estudos sobre o papel do estoque de água continental em escala global ganharam mais força nesta década com a implantação do sistema de monitoramento do projeto GRACE (Chen et al., 2009; Zeng et al., 2008),

sendo este “efeito memória” indispensável para manter a vazão e evaporação em anos com deficiência de chuvas (Tomasella et al., 2007).

A redução do estoque de água resulta da combinação dos efeitos da redução nos fluxos e no estoque da zona-não saturada (umidade do solo, principalmente) e saturada. Uma vez que ambos os sistemas têm uma resposta lenta, há a possibilidade de grande parte da variabilidade intra-sazonal ser atenuada por outro componente do balanço hídrico (Tomasella et al., 2007). Com relação à variabilidade interanual, e devido à grande memória hidrológica, serão estas condições antecedentes que definiram o estado do sistema no início do episódio de seca, desempenhando um papel crucial na resposta hidrológica da bacia (Tomasella et al., 2007).

O ciclo hidrológico é associado ao ciclo de energia e ao processo biogeoquímico, incluindo o ciclo de carbono. Apesar de toda tecnologia e recursos da modelagem, simulações de qualquer processo que envolva o ciclo hidrológico, ainda é uma tarefa um tanto complicada para os modelos climáticos. As mudanças na concentração dos gases de efeito estufa, também podem provocar mudanças no ciclo hidrológico e no ecossistema.

Em geral os estudos de balanço hídrico da bacia Amazônica se limitam a avaliar o balanço entre os termos precipitação, escoamento e evapotranspiração. As dificuldades na estimativa da evaporação são contornadas aplicando-se uma combinação com o balanço de umidade atmosférico (Marengo, 2006). O termo de estoque de água é desprezado, e as análises consideram apenas variações sazonais e interanuais dos termos. Contudo, novas abordagens vêm sendo propostas, em que a variabilidade do estoque de água continental em escalas de tempo interanual e interdecadal é estimada e avaliada por Zeng et al., (2008).

Interações entre precipitação e o sistema solo - vegetação, podem determinar o tipo de estoque da água em diferentes níveis de armazenamento no solo, para posteriormente ocorrer à liberação da água na forma de vapor para a atmosfera (Oleson et al., 2008). Algumas dificuldades existem na simulação do ciclo hidrológico e na determinação do estoque de água na bacia Amazônica, em parte, devido a escassez de dados na região. Para um modelo representar com o máximo de fidelidade as possíveis

interações entre os componentes dos processos a superfície é preciso que todos os processos e de suas variáveis, tais como: precipitação, interceptação da chuva no dossel, infiltração, escoamento superficial e profundo, umidade do solo e transpiração sejam explicitamente representados (Zeng et al., 2000).

Além disso, mais medidas precisam ser realizadas, particularmente em parâmetros pouco conhecidos, como o conteúdo de água armazenado no solo desde a superfície até o solo profundo. Isso vem sendo feito, por exemplo, em Chen et al. (2009), através de dados de sensoriamento remoto. Chen et al., (2009) utiliza os dados do projeto GRACE para determinar o estoque de água. Este parâmetro hidrológico é importante, conforme ilustra Zeng et al., (2008) ao descrever, que a variabilidade do estoque de água terrestre, abrange desde a escala sazonal até interanual e interdecadal. Para isso Zeng et al. 2008 utilizaram medidas de vazão e precipitação na bacia Amazônica dos últimos 30 anos e aplicaram o método PER (Precipitação, Evapotranspiração e "Runoff"- Escoamento Total). A variabilidade do estoque de água continental é maior do que aquela representada nos modelos de superfície continental comumente utilizados na modelagem climática. A diferença decorre do fato de que a dinâmica das águas superficiais e subterrâneas são consideradas no método PER.Enquanto os modelos normalmente consideram apenas alterações da umidade do solo na camada mais superficial (1 a 2m de solo). Esses resultados sugerem que variações interanuais de descarga, recarga e estoque de água continental podem ser determinantes para a ocorrência de cheias e vazantes na bacia Amazônica, tal como a recente seca de 2005, que afetou principalmente as partes sul e oeste da bacia (Chen et al., 2009, Rohter, 2005). A variabilidade interanual das chuvas e sua influência na vazão estão relacionadas à ocorrência de eventos El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e seus impactos nas chuvas da região, que resulta em valores baixos de escoamento durante os eventos de El Niño e valores elevados de escoamento durante a La Niña (Marengo et al.,1998). A variabilidade interanual das chuvas na Amazônia também pode ser associada com o padrão da temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico (Marengo, 1992, Rochail, 2009).

Em outros estudos, Fiedler et al., (2007), utilizou o método de balanço hidrológico para determinar o estoque de água continental através de dados de

precipitação, escoamento e estimativa da evapotranspiração. O autor comenta que se toda a bacia fosse bem monitorada em termos de chuva e vazão a aplicação do método de balanço hidrológico ainda traria incertezas em virtude das dificuldades na estimativa de evapotranspiração, associado aos diversos fatores que influenciam esta componente. Esse método vem sendo utilizado para diagnosticar a variação do estoque de água continental em alguns estudos, por exemplo, através de dados observacionais de chuva e vazão, aliados aos dados de fluxo de umidade da atmosfera (Fiedler et al., 2007; Masuda et al.,2006; Seneviratne, 2004 e Hirschi et al.,2006)

Com o método PER, Zeng et al., (2008), mensuraram a variação do estoque total de água continental na Amazônia entre os anos de 1970 e 2005. A análise em escala sazonal mostrou uma amplitude anual de 300 mm entre cheia e vazante. A variação do estoque total de água continental em escala interanual foi da ordem de 100-200 mm. Mas além da variabilidade da escala sazonal e interanual, também foi observada uma variabilidade em escala multidecadal do estoque de água continental, com valores de amplitude em torno de 600-800 mm. Esse resultado reforça a hipótese de que o efeito memória do estoque total de água continental na Amazônia pode influenciar na variabilidade hidrológica, agindo como um fator atenuante ou intensificador dos impactos de eventos climáticos extremos, como o ENOS.

Para ilustrar essa hipótese considere a Figura 1, retirada de Zeng et al., (2008), que representa a variação do estoque total de água continental, mediado sobre toda bacia Amazônica, para o período de 1970 a 2005. Na Figura 1 foram adicionados ainda os anos de ocorrência das maiores cheias e vazantes (círculos), e mais a ocorrência de eventos ENOS (El Niño e La Niña) em barras horizontais. Nesse período ocorreram duas grandes cheias, uma em 1976 e outra em 1989, tidas como as 2ª e 3ª maiores dos últimos cem anos, e duas vazantes ocorridas em 1973 e 1998. Nos dois casos a cheia foi precedida por eventos fortes de La Niña que duraram de 1973 a 1976 e de 1988 a 1989, respectivamente. Em ambos os períodos o estoque de água continental é também elevado e segue uma tendência de aumento em escala longa de tempo (Zeng et al.,2008). As vazantes foram precedidas por eventos de El Niño moderado entre 1970 e 1971 e entre 1994 e 1995. Em ambas vazantes o estoque de água continental apresentou valores baixos. Ainda conforme a Figura 1 pode-se verificar que os eventos El Niño,

que ocorreram de forma freqüente entre 1977 e 1986, não foram determinantes para a ocorrência de eventos extremos de vazantes, pois neste período o estoque de água continental na Amazônia manteve-se elevado (acima de 500 mm). Isso pode ser explicado pelo efeito memória do sistema hidrológico na variação do estoque de água? Que teria evitado assim grandes vazantes neste período? Será possível então estabelecer uma relação que envolva a memória do sistema hidrológico continental e as chuvas antecedentes na bacia Amazônica, como indicativo de extremos de cheia e vazante?

Como é fato de que a Bacia Amazônica é afetada por variações climáticas globais, se torna cada vez mais importante a previsão de acontecimentos hidrológicos extremos, que pode contribuir de maneira fundamental para o conhecimento hidrológico mais precisa de suas bacias e sub-bacias, ajudando no desenvolvimento regional. A relação que este trabalho pretende estabelecer entre a precipitação, vazões e estoque de água nos rios da Amazônia, pode ser influenciada pelos fenômenos ENOS e pelo efeito memória.

O projeto GRACE, é um sistema baseado em medidas de distância extremamente exatas realizadas por dois satélites em órbita na Terra que capturam a variação do campo gravitacional em função da variação da massa, que é relacionada à variação do conteúdo de água estocada no continente e no oceano. Recentemente a Amazônia passou por um evento de seca que segundo Zeng et al., (2008b) foi resultado da ação conjunta de um El Niño fraco ocorrido em 2004 e do aquecimento superficial das águas no Atlântico Tropical Norte da ordem de dois graus centígrados ocorrido no ano de 2005. Como resultado, a bacia Amazônica atravessou uma seca extrema, em que algumas áreas, especialmente no oeste e no sul, foram decretadas situação de calamidade pública, incêndios florestais, entre outros impactos (Rohter, 2005).

Vários estudos já utilizaram os dados do GRACE para investigar este evento que marcou a Amazônia (Chen et al.,2009; Crowley et al., 2007). Por exemplo, Chen et al.,2009, analisando os impactos da seca na Amazônia no ano de 2005, através dos dados dos satélites GRACE, mostram que houve uma redução no estoque de água com o déficit máximo ocorrendo na vazante deste ano. Houve uma redução no volume de água armazenado em torno de 90 mm (valor corresponde a aproximadamente 515 km^3

de déficit de água contabilizado sobre toda bacia Amazônica), quando comparado ao estoque médio da estação seca com base no monitoramento de 2002 a 2007. A amplitude anual do estoque de água neste ano foi de 250 mm, frente aos 200 mm observados nos anos anteriores (Crowley et al.,2007). A ocorrência da seca de 2005 também foi capturada pelo método PER com forte redução do estoque de água (ver Figura 1). Embora não discutido por Zeng et al., (2008), a sucessão de eventos de El Niño nos primeiros anos dessa década modificaram a tendência de aumento do estoque de água verificada no ano 2000 para redução nos anos seguintes (Figura 1). A persistente redução das chuvas aparentemente afetou a escala de variabilidade interdecadal do estoque de água continental da bacia. Em 2009 a bacia Amazônica passou por mais um grande evento de cheia onde os rios experimentaram o maior nível de água já registrado (ANA, 2009).

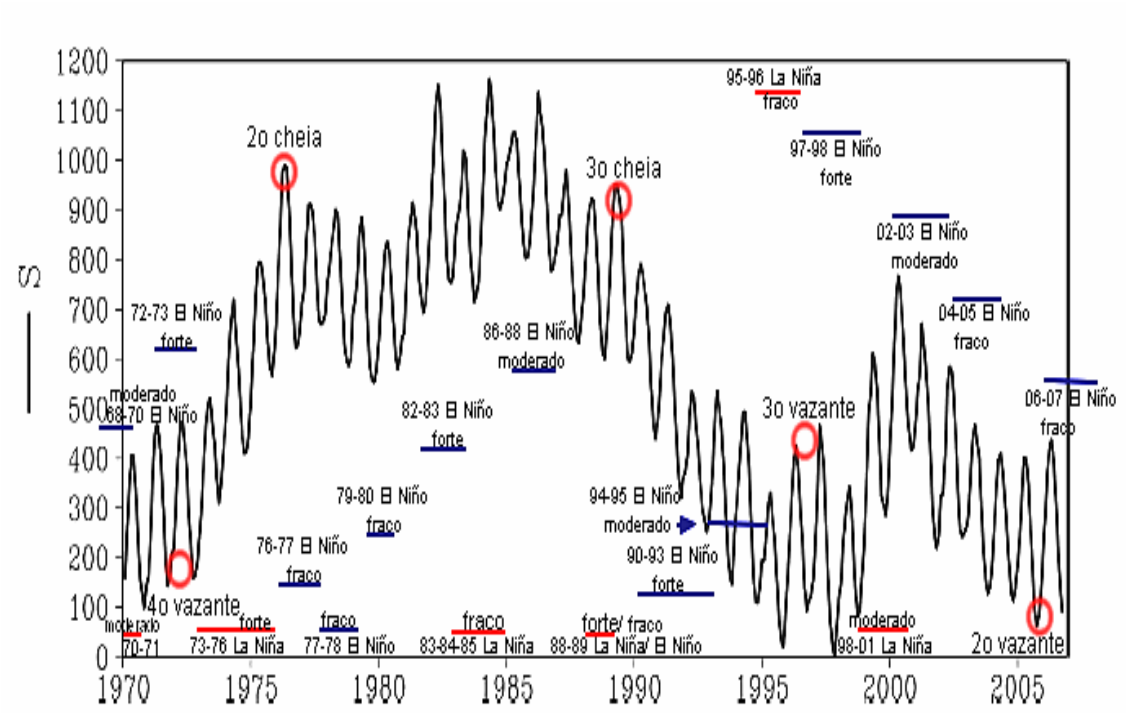


Figura 1 - Variação temporal do estoque de água continental (S) na Amazônia. Também são incluídas as ocorrências de cheias e vazantes (círculos) e de El Niño e La Niña (barras horizontais). Figura adaptada de Zeng et al., (2008).

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS:

Analisar a importância do estoque de água continental e sua variabilidade em longo prazo na configuração de extremos hidroclimáticos na Amazônia. Permitindo assim um melhor conhecimento das ocorrências de vazantes e cheias, e se os modelos foram capazes de diagnosticá-los previamente.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

2.2.1 Determinar a variação do estoque de água continental na Amazônia para o período 1948 a 2009 usando o método PER e os dados dos satélites GRACE.

2.2.2 Correlacionar à variabilidade do estoque de água com a da precipitação em escala temporal de maneira simultânea e defasada.

2.2.4 Comparar as estimativas de estoque de água dos cenários de mudanças climáticas referentes às décadas de 1968 a 2000 e de 2001 a 2010, com as estimativas do método PER e com os dados GRACE.

3. JUSTIFICATIVAS E MOTIVAÇÕES

No início deste século a Amazônia já passou por dois eventos hidroclimáticos extremos de vazantes e cheias, e em agosto de 2010 uma vazante deu início, com indícios de ser uma nova grande vazante neste século. Com os avanços dos métodos de monitoramento e estimativa do estoque de água continental, têm-se verificado a importância dessa variável em várias escalas de tempo, como regulador da intensidade dos eventos hidrológicos na Amazônia, atuando de forma conjunta, em alguns momentos, com os fenômenos climáticos extremos. Para entender melhor as relações clima e hidrologia na Amazônia, são aplicados métodos de estimativa do estoque de água continental e os resultados são relacionados a ocorrências de cheias e vazantes. Para isso, são utilizados os métodos PER (Zeng et al., 2008), para o período 1968 a 2009, onde eventos extremos são investigados. Além disso, analisa-se o comportamento atual do estoque de água, em relação às anomalias climáticas recentes na bacia Amazônica através dos dados do GRACE.

Com essas informações de variação do estoque de água continental será possível validar os cenários de mudanças climáticos projetados pelos modelos climáticos globais do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), referente às condições hidroclimáticos passadas e também as que já ocorreram nessa primeira década do século. A motivação desse estudo vem dos resultados das projeções dos modelos

climáticos sobre o clima da Amazônia neste século (Candido, 2007), que apontam fortes mudanças na temperatura e na chuva da região, já nas primeiras décadas do século, o que pode gerar fortes impactos nos recursos hídricos da bacia e potencializar a ocorrência de condições hidrológicas extremas mais freqüentes (IPCC, 2007). Apesar de haver divergências entre alguns modelos, uns indicando o aumento e outro a diminuição nas chuvas (Marengo, 2007), os impactos no ciclo hidrológico não poderão ser contidos, inclusive com a diminuição da evapotranspiração e um aumento do período de seca e aumento da probabilidade de ocorrência de eventos extremos (Marengo, 2007), resultando no que temos visto nesses últimos dias, com o aumento de queimadas e uma provável seca em 2010.

Esse trabalho pode contribuir para que estas projeções sejam validadas tanto com relação aos parâmetros climáticos, quanto aos parâmetros hidrológicos, com destaque para o estoque de água da bacia o que não tem sido feito até o presente para a Amazônia.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta revisão serão abordados tópicos que estão relacionados com o estoque de água continental e os eventos extremos da Bacia amazônica para melhor entendimento da metodologia usada neste trabalho.

4.1 Ciclo hidrológico e o Balanço de água na Bacia Amazônica

Os processos físicos que controlam a distribuição e o movimento da água na superfície terrestre são melhores compreendidos quando descritos como parte do ciclo hidrológico. Primeiramente deve-se conhecer um pouco da hidrologia da bacia Amazônica: A vazão média anual na foz do rio é de 209.000 m3.s-1 para o período de 1973 a 1990, que corresponde a 18% da descarga de água doce nos oceanos. A vazão específica nas principais sub-bacias varia de 19,2 l.s-1.km-2 no rio Xingu a 48 l.s-1.km-2 no rio Solimões em Manacapuru próximo a foz do rio Negro. Segundo Filizola (1999), a vazão específica na foz da bacia é de 34,2 l.s-1.km-2. A estação fluviométrica de Óbidos, é considerada a estação de referência mais próxima da foz com uma área de drenagem de 4.676.000 km2. Calléde et al. (2002), verificou que na estação de Óbidos a vazão mínima para o período de 1902-1999 é de 78.000 m3.s-1 e a vazão máxima corresponde a 260.000 m3.s-1.

O ciclo hidrológico consiste na troca constante de água entre a superfície terrestre e a atmosfera. A água distribui-se na atmosfera e na parte superficial da crosta até uma profundidade abaixo da interface atmosfera crosta, que constitui a hidrosfera. A hidrosfera é constituída por vários tipos de reservatórios, como os oceanos, geleiras, rios, lagos, vapor de água da atmosfera, água subterrânea e ainda a água que está retida nos seres vivos. É importante ressaltar que há um constante intercâmbio entre esses reservatórios, e este intercâmbio é o que compreende o ciclo hidrológico.

4.2 Escoamento Superficial e profundo

O escoamento superficial é o componente mais importante e de difícil determinação em virtude dos inúmeros fatores intervenientes como tipo de solo da bacia, cobertura vegetal, estado de umidade do solo e topografia do terreno. Collischonn e Tucci (2001) indicam que a chave principal da representação de uma bacia em determinada escala está no balanço hídrico do solo e no cálculo do escoamento superficial.

No escoamento superficial há dois tipos de mecanismos que governam a sua origem, sendo um deles o escoamento superficial, quando há excesso de infiltração (intensidade da precipitação for superior à capacidade de infiltração do solo está associado a eventos de precipitação intensa e, é geralmente aplicável em superfícies impermeáveis em áreas urbanas e superfícies naturais com finas camadas de solo e baixa capacidade de infiltração onde a cobertura vegetal é escassa para reter umidade por longo período. (Chow *et al.*, 1988 e Asce, 1996) e excesso de saturação.

Os modelos principais que descrevem o escoamento superficial são chamados hortoniano e não-hortoniano (Horton, 1945; Chorley, 1978; apud Mitchell, 1991). O modelo hortoniano assume que a água infiltra no solo no topo, emerge na superfície logo abaixo e continua como escoamento superficial. O coeficiente de escoamento tende a crescer com a intensidade da chuva, e a decrescer com o tamanho da bacia (Mitchell, 1991).

Na região Amazônica, Hodnett *et al.* (1995) afirmam que, em regiões florestadas, o escoamento superficial tipo hortoniano não é observado, e de acordo com Steenhuis *et al*. (2004), o escoamento hortoniano também não é verificado em regiões úmidas, onde a capacidade de infiltração do solo é muito maior que a intensidade das chuvas. À medida que a cobertura do solo - o húmus, a liteira e a vegetação - se apresenta mais espessa, são requeridas intensidades de precipitação progressivamente mais altas para ocorrer o escoamento superficial.

No mecanismo de geração de escoamento superficial por excesso de saturação, o segundo mecanismo citado anteriormente, o escoamento é gerado em pontos onde a camada superficial do solo alcançou a saturação. Esse mecanismo está relacionado a fatores como profundidade do solo, área da bacia a montante do ponto considerado e a topografia local.

Segundo Steenhuis *et al*. (2004), o escoamento por excesso de saturação pode ser observado de duas formas: a precipitação incidente diretamente sobre áreas saturadas ou o escoamento sub-superficial que retorna à superfície. Esse último ocorre se o escoamento subsuperficial que entra em uma área saturada é superior à capacidade desse escoamento de sair da área saturada. Enquanto a primeira forma ocorre durante e logo após os eventos de chuva, a segunda forma pode ser observada tanto quanto se prolongue o estado de saturação do solo onde se verifica o escoamento subsuperficial.

Em virtude de haver uma variação espacial e temporal das fontes geradoras de escoamento superficial, essa abordagem é denominada de VSA- variable source area. A Figura 2 mostra os pontos que com maior freqüência, pode ser verificado a geração de escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui.

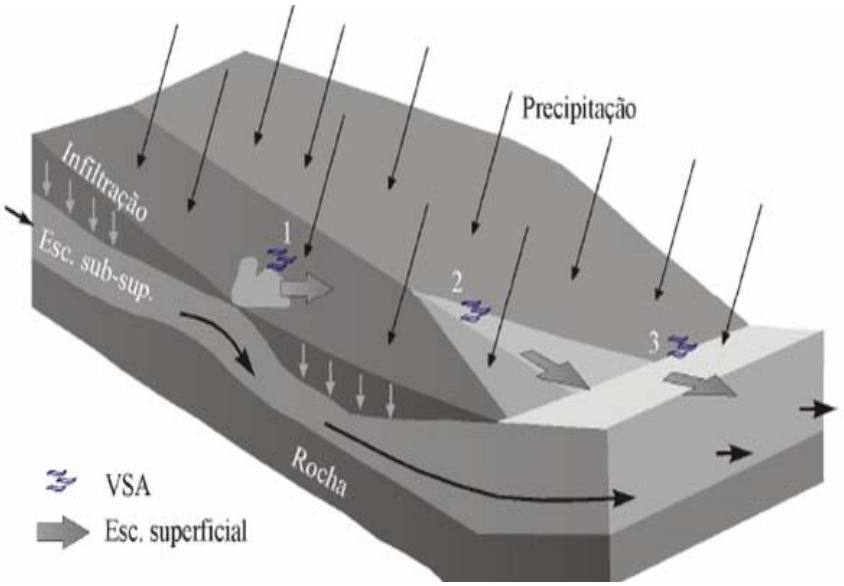


Figura 2- Pontos em uma bacia onde se verifica escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui (Steenhuis *et al*., 2004).

Em resumo o escoamento superficial é proveniente da precipitação que cai sobre a porção da bacia que está saturada e do escoamento subsuperficial que retorna para a superfície, e estas fontes geradora de escoamento superficial estão relacionadas ao déficit médio de armazenamento no solo da bacia, que também é função da topografia.

4.3 Evapotranspiração

Para o melhor entendimento da evapotranspiração, faz-se necessário também, abordar o conceito de evaporação, até porque os estudos sobre evaporação são essenciais para o planejamento de atividades agrícolas, como irrigação, abastecimento de água em geral.

Cerca de 70% da quantidade de água precipitada sobre a superfície terrestre retorna à atmosfera pelos efeitos da evaporação e transpiração. A evaporação ocorre se há água disponível, a disponibilidade de água, sendo este o principal e fator limitante de todo o processo, enquanto que a radiação incidente dispõe de energia necessária para evaporar certa quantidade de água. É importante observar que quanto maior for à

quantidade de vapor de água no ar atmosférico, tanto maior o grau de umidade e menor a intensidade da evaporação.

Tratando-se da profundidade, as águas mais profundas têm uma maior estabilidade quanto a mudanças no clima pela capacidade de armazenamento de energia ao longo da coluna de água. Disso pode-se concluir que, em estações quentes, superfícies mais rasas podem evaporar mais, em estações muito frias pode ser que superfícies mais profundas evaporem mais água devido à energia armazenada durante a época quente.

Esses fatores meteorológicos citados anteriormente, além do vento e temperatura, umidade do ar, influenciam a capacidade de transpiração das plantas, pois está associada de forma direta a evaporação da água. Dessa forma a planta consegue manter o balanço térmico nas folhas. Como as condições meteorológicas dependem da altitude, latitude e longitude da região e variam ao longo dos dias e também sazonalmente. Regiões perto do equador têm os números de horas de sol mais uniformes durante todo o ano e estações menos definidas que regiões de maiores latitudes. A evaporação depende, por conseguinte, da hora do dia, da época do ano e da região de estudo.

As plantas para desempenhar suas necessidades fisiológicas, retiram a água do solo através de suas raízes, retêm uma pequena fração e devolvem o restante através das superfícies folhosas, sob forma de vapor d'água, pelo processo de transpiração. Os fatores intervenientes na transpiração são praticamente os mesmos associados à evaporação (vento, temperatura e umidade). A luz age como fator limitante, uma vez que é responsável pela abertura dos estômatos. Sendo assim, a transpiração é considerada quase que desprezível durante as horas sem insolação.

Em solos com cobertura vegetal, principalmente na bacia Amazônica é praticamente impossível separar o vapor d'água proveniente da evaporação do solo daquele originado da transpiração. Portanto o estudo, cálculos e análises da umidade atmosférica são feitas de forma conjunta, interligando os processos de evaporação e transpiração em um só processo, o qual é denominado de evapotranspiração, ou seja, a perda de água por evaporação do solo e transpiração das plantas.

A evapotranspiração é importante para o balanço hídrico de uma bacia como um todo, o solo, as plantas e a atmosfera podem ser considerados como componentes de um sistema fisicamente inter-relacionado e dinâmico, no qual os vários processos de fluxo estão interligados, a mesma é considerada como sendo um processo complexo e dinâmico, que envolve organismos vivos.

Existem basicamente dois tipos de evapotranspiração, a Evapotranspiração Potencial (ETP) é quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água enquanto que a Evapotranspiração Real (ETR), pode ser definido como a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais existentes, atmosféricos e umidade do solo. Relacionando a evapotranspiração real com a evapotranspiração potencial, é sabido que evapotranspiração real é menor ou igual à evapotranspiração potencial.

Informações confiáveis sobre evapotranspiração real são difíceis, pois demandam de um longo tempo de observação e custam muito caro, enquanto que a evapotranspiração potencial, pode ser obtida a partir de modelos baseados em leis físicas e relações empíricas de forma rápida e suficientemente precisas.

As diferenças entre a evapotranspiração real e potencial diminuem sempre que os intervalos de tempo utilizados para o cálculo da segunda são ampliados, portanto, a conjugação de inúmeras informações associadas ao conceito de evapotranspiração potencial, permite estimativas suficientemente confiáveis para a grande maioria dos cálculos e objetivos.

As florestas têm como importante característica a maior eficiência da difusão turbulenta, que resulta em menor resistência aerodinâmica e, por conseqüência, em maiores taxas de evapotranspiração (Shuttleworth, 1993) e que um menor valor do albedo das florestas, que resulta em uma maior radiação líquida e conseqüentemente, maiores taxas de evapotranspiração. Em particular segundo Dirmeyer e Brubaker (2007), a floresta amazônica representa uma importante fonte de calor e de vapor de água para a atmosfera, onde o calor latente liberado no processo de evapotranspiração influencia na circulação atmosférica nos trópicos e o vapor de água contribui para a

geração de precipitação regional Através de medidas contínuas em um longo período torna-se possível identificar os controles climáticos e biológicos locais nessas interações e com o estabelecimento do comportamento desses parâmetros durante vários anos é possível caracterizar a interação entre a superfície e atmosfera e assim melhor detalhar as características da camada limite utilizadas em modelos climáticos, hidrológicos e de previsão de tempo.

4.4 Efeito Memória

Existem poucos estudos publicados sobre reservatórios de água na Amazônia, e sobre o comportamento das águas profundas e da zona não saturada ao longo do perfil vertical do solo e consequentemente sobre o efeito memória hidrológico. Lesack (1993) afirma que os estudos envolvendo o balanço de água na bacia Amazônica, têm mostrado que uma parte significativa da descarga de água é contribuída pelo estoque de água subterrânea, ou seja, a água da superfície tem seu nível controlado pelas águas profundas, efetuada pelo sistema de recarga, onde o principal mecanismo de escoamento é o excesso de fluxo para fora da terra, do qual depende o nível de água. (Nortcliff S e Thornes JB, 1984; Hodnet et al., 1997).

Condições atmosféricas ou da interação entre continente e atmosfera, podem levar à vazante ou cheia extremos (Marengo, 2009), como por exemplo, os eventos de El Niño e La Niña, que podem influenciar nas chuvas da estação do verão na Amazônia (Zeng, 2009) podendo esse extremo persistir por um longo período. Mas só estes fatores em conjunto ou isoladamente, são suficientes para o desenvolvimento de um evento hidrológico extremo na Amazônia?

Na bacia Amazônica, observa-se que os reservatórios de água subterrânea são muito importantes, pois esses reservatórios são responsáveis pelo suprimento de água para a vegetação durante a estação da estiagem, onde a água se torna mais escassa para manter o fluxo de água dos rios durante a vazante.

No entanto, mecanismos de retroalimentação podem transformar uma perturbação anormal em uma vazante ou cheia prolongada e persistente. A compreensão desses mecanismos de retroalimentação, principalmente em relação ao estoque de água continental, leva ao desafio de analisar e explicar a ocorrência de eventos extremos hidrológicos.

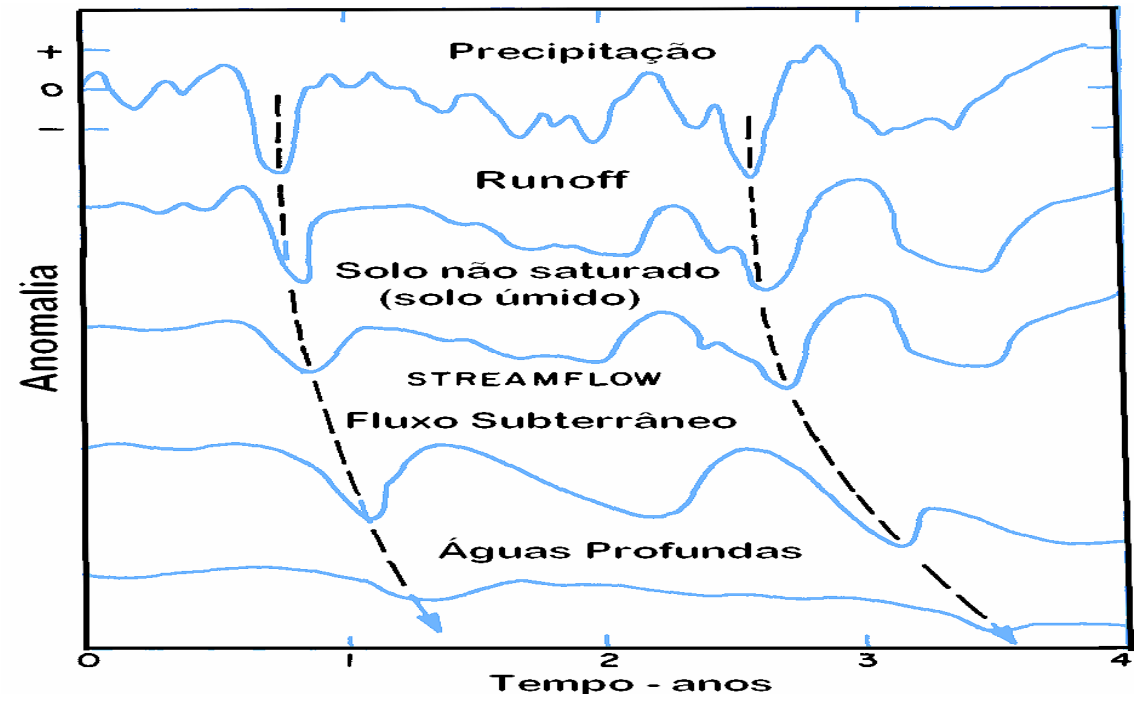


Figura 3- Ilustração do efeito memória – Propagação da precipitação através de um perfil continental, original de Changnon, 1997, adaptado por Ana Emília.

Observando a Figura 3 acima, seguindo a linha tracejada de cima para baixo, percebe-se que uma anomalia iniciada pela precipitação se propaga através dos componentes do ciclo hidrológico no sentido das camadas mais profundas do solo. Isto é, funciona como se os efeitos da perturbação inicial da precipitação propagassem pelas camadas do solo, sendo esta prolongada no tempo, funcionando como uma memória hidrológica. Devido às propriedades do solo, a memória hidrológica pode ser considerada maior do que a memória da maioria dos processos atmosféricos. Assim,

uma perturbação anormal pode persistir por bastante tempo através de processos dependentes da umidade do solo.

Pode-se concluir pelo ponto de vista de retroalimentação do ciclo hidrológico, que da mesma maneira em que houve uma propagação da precipitação da superfície para camadas mais profundas do solo, é possível que essa propagação funcione de maneira inversa, das camadas mais profundas para a superfície através suprimento de umidade.

Esse tipo de análise indica que as conseqüências para um estoque baixo de água no solo contribuiria para uma vazante persistente, já que o suprimento de umidade proveniente do solo devido às chuvas anteriores, não é suficiente para gerar escoamento subsuperficial. Se o estoque de água estiver na média ou acima da média, garantiria a não persistência de uma vazante, chegando até a contribuir com uma ocorrência de uma cheia extrema ou persistente.

Com os resultados desse trabalho, será analisado de maneira mais consistente, o quanto o estoque de água continental e seu efeito memória podem influenciar na ocorrência de eventos hidrológicos extremos na bacia amazônica.

4.5 Cheias e Vazantes

A época de cheia na bacia Amazônica ocorre anualmente entre os meses de junho e julho, liderado pelo regime do rio principal e as contribuições dos regimes de seus afluentes. Ao longo da bacia Amazônica, devido ao seu tamanho, os diversos rios que compõe essa bacia apresentam o fenômeno da cheia em meses diferentes, como no caso do rio Solimões em que a cheia acontece de 2 a 3 meses depois da cheia do rio Madeira. Já os eventos de vazante, são registrados entre os meses de setembro e outubro, também liderados pelo regime do rio principal e de seus afluentes. (Filizola et al., 2006).

Marengo *et al.* (2004), avaliou a influência do ENOS na Amazônia, e conseguiu constatar que, na região norte da bacia predominam condições mais secas durante

eventos de El Niño e nas porções sul e central da Amazônia prevalecem condições mais úmidas. Zeng (1999) estudou a influencia dos ENOS sobre o escoamento na bacia Amazônica, e concluiu que a mesma pode ocorre até sete meses após o inicio do evento, afetando o regime hidrológico do ano em curso e também do ano seguinte.

As cheias e vazantes fazem parte da sazonalidade do ciclo hidrológico, sendo comum na região da Amazônia, mas o que pode representar impactos à comunidade e aos ecossistemas que fazem parte desta bacia é a persistência de ocorrências de cheias e vazantes extremas. A variabilidade sazonal das cheias dos rios da Amazônia apresenta dinâmica diferenciada de acordo com o regime de chuva das bacias. Nos rios localizados na parte centro-sul da bacia, a cheia ocorre entre março e maio. As bacias localizadas na porção norte da bacia apresentam o máximo da cheia entre junho e julho. A variabilidade anual da vazão nos rios Solimões e Amazonas é diretamente influenciada pelos dois regimes anteriores. Na estação fluviométrica de Teresina no rio Solimões, próximo à fronteira entre Brasil e Peru, a cheia ocorre entre abril e junho, ainda influenciada pelo regime do rio Ucayali. Conforme se avance para jusante, o regime é influenciado pela vazão das bacias setentrionais de modo que as cheias em Manacapuru e Óbidos ocorrem entre maio e julho (Ribeiro Neto 2006).

4.6 Acoplamento de Modelos Atmosféricos e Hidrológicos

Um modelo hidrológico permite equacionar os processos, representar, entender e simular o comportamento do sistema hídrico de uma bacia hidrográfica. As fases terrestres e atmosféricas do ciclo hidrológico geralmente são representadas e simuladas por modelos independentes. Nos últimos anos, estas simulações têm incorporado o acoplamento de modelos hidrológicos a modelos atmosféricos. (Braga et al., 2005).

O modelo a ser usado neste trabalho é um modelo de superfície denominado SLAND (Simple Land Model) desenvolvido por Zeng et al., (2000), forçado por variáveis meteorológicas. Mais detalhes serão dados ao longo deste trabalho.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Bacia Amazônica

A bacia Amazônica está dividida em três grandes unidades morfológicas e estruturais, herdadas da história geológica da bacia: os escudos ocupam 44%, a cordilheira dos Andes ocupa 11% e a planície amazônica 45% da superfície total da bacia hidrográfica. Os principais rios formadores do Amazonas apresentam características hidrográficas ligadas a estas três grandes unidades. Os dois rios de origem andina – Rios Solimões e Madeira assinam suas contribuições ao Amazonas por águas carregadas em matérias dissolvidas e particulares. (Nordin e Meade, 1985: Richey et al., 1986)

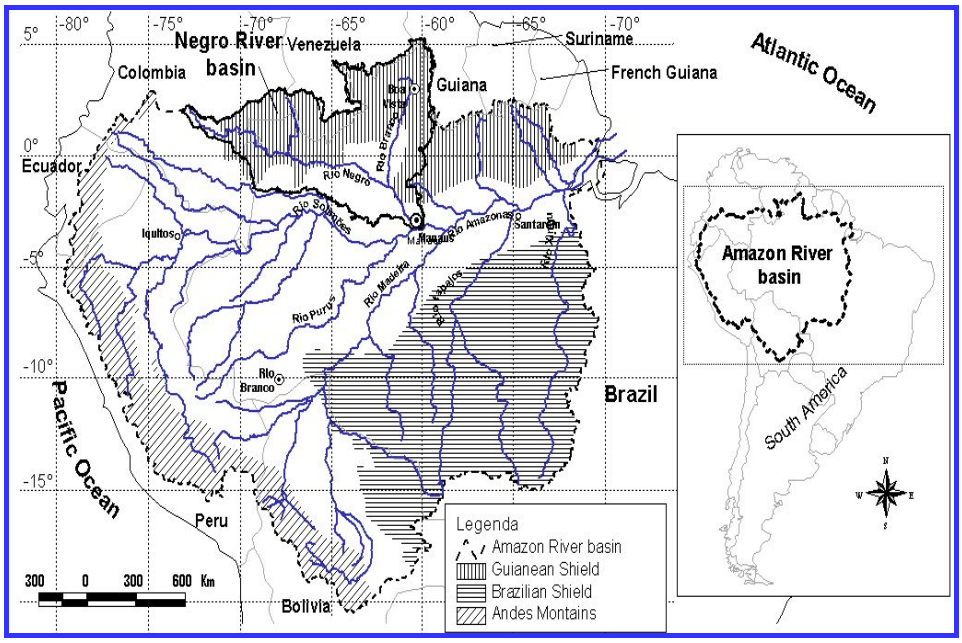


Figura 4 - Delimitação da bacia Amazônica retirado do trabalho de Getirana 2009.

A bacia amazônica está submetida a um regime de precipitações de origem atlântica que recebe em média 2460mm/ano. Na Amazônia brasileira, as distribuições sazonais das precipitações apresentam diferenças sensíveis entre o Norte e o Sul, pois na bacia do Rio Negro o máximo pluviométrico pode ser observado de maio a julho, enquanto que ao sul da bacia o máximo pluviométrico é observado de dezembro a março. (Molinier et al.1995)

A grande capacidade de armazenamento de água na bacia amazônica pode ser explicada correlacionando uma grande série hidrológica com base anual. Os regimes hidrológicos anuais nas diferentes sub-bacias contribuem para o ciclo anual em Óbidos, que é a última estação, sendo um ramo principal do rio Amazonas. Analisando os valores de vazão em Óbidos com séries temporais longas (Labat et al., 2004) e (Labat et al., 2005) destacam o fluxo baixo interdecadal (15,5 anos) e alto fluxo bidecadal, cuja variabilidade pode estar relacionado ao norte do Atlântico Tropical e a variabilidade do Pacífico, influenciando a época da vazante e do Sul do Atlântico Tropical variabilidade influenciando a época da cheia.

A bacia Amazônica em função de sua dimensão sofre influencia do regime climático em ambos os hemisférios, e consequentemente, apresenta regimes de vazões. É observado que num regime sul tropical, ocorre uma vazão máxima de março a maio e um mínimo de Agosto a Outubro. Em contrapartida, o regime norte tropical é caracterizada por um máximo de junho a agosto e um mínimo de dezembro a março. Em estações com a de Óbidos, o ciclo anual é mais fraco do que nas regiões tropicais mais perto da linha do Equador. As grandes vazantes ocorrem geralmente de maio a julho.

5.2 Bases de Dados

Os dados de vazão em Óbidos e Manaus foram obtidos através do site hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA) para o período de 1948 a 2008 em Manaus e de 1968 a 2009 em Óbidos.

Dados da variação do estoque de água sobre toda bacia Amazônica (Figura 4), foram obtidos do projeto GRACE para o período 2002 a 2009. A variação do estoque de água continental para o período 1950 a 2009 foi estimada através do método PER a partir de dados de precipitação, vazão e evapotranspiração. A evapotranspiração, foi derivada utilizando o modelo de superfície continental SLAND ("Simple Land Model") desenvolvido por Zeng et al., (2000). O modelo SLAND foi forçado pelas variáveis meteorológicas de superfície, que compõe a base de dados de Justin et al., (2005). Essa base de dados é constituída por séries de 63 anos (1948 a 2009) de precipitação, temperatura do ar, velocidade do vento, radiação solar incidente, radiação solar de ondas longas emitidas pela atmosfera em direção a superfície e a umidade específica à superfície, já atualizadas até 2006.

São também utilizados os dados de Precipitação, Evapotranspiração e Runoff (escoamento superficial) que compõem o método PER, gerado por modelos climático do HADCM3, nos cenários A1B e A2 do século XX do IPCC e para os cenário de clima futuro A2 e A1B na primeira década do século (2001 a 2010). Dados dos demais modelos não foram disponibilizados. Dessa base de dados são utilizadas as variáveis: precipitação, temperatura, umidade do solo, escoamento total e evapotranspiração. Os

resultados das estimativas do estoque de água com os dados de variação do estoque continental de água na Amazônia observado pelo projeto GRACE de 2002 a 2009 serão comparados com os cenários A2 e A1B do século XXI, buscando verificar o quanto este modelo conseguiu capturar as variações do estoque de água continental entre os dois últimos extremos de vazante (2005) e de cheia (2009) na Amazônia.

5.3 Estimativa da Variação do Estoque de Água Continental Através de Satélites - Projeto GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)

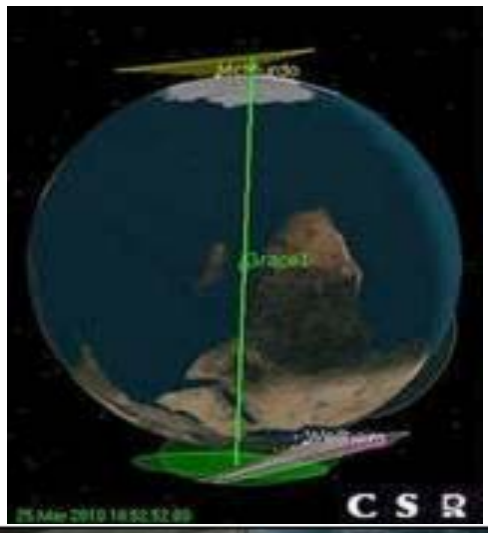
As primeiras modelagens realizadas através da técnica das perturbações orbitais deram inicio ao que podemos chama de história moderna dos modelos do campo gravitacional da terra, onde os pioneiros foram o instituto de pesquisa SAO(Smithsoniam Astrophysical Observatory) e do GSFC (Goddard Space Flight Center)/NASA.

A missão espacial GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), é um projeto desenvolvido em conjunto pela NASA (National Aeronautics and Space Administration), pela UTCSR (University of Texas Center for Space Research) e pela agência espacial da Alemanha DLR-GFZ (Deutsche Forschungsanstalt fur Luft und Raumfahrt – Geo Zentrum), onde o principal diferencial desta missão é a composição de dois satélites, separados por uma distância de aproximadamente 220 km.

Os satélites da missão GRACE foram posicionados em órbita circular com 89^0 de inclinação, e 500 km de altitude, com período de aproximadamente 95 minutos, o que proporciona em média 15 revoluções diárias. Os dois satélites possuem distanciômetros para medir a distância entre eles. O sistema constituído por dois satélites (Figura 5) mede as mudanças no campo gravitacional da Terra que são utilizados como indicador da redistribuição temporal de massa no planeta. Essa flutuação do campo gravitacional, conforme apresentado na Figura 6, é proporcional a movimentação da água contida no planeta, que perturba o campo de gravidade. Os satélites GRACE, demonstram capacidade de observar e quantificar variações extremas no estoque de água, pois, segundo Warh et al., (2004), a precisão dos sinais dos satélites

em relação à superfície da Terra permite captar uma variação de 1,5 cm na massa do planeta o que equivale à variação da espessura da água em escala espacial de 500 a 1000 km. Atualmente já são disponibilizados dados representativos da escala de 300 Km.

O método aplicado para estimar o estoque de água é baseado na aproximação inversa, fazendo uso do método dos mínimos quadrados para separar as diferentes contribuições no tempo dos reservatórios de água. O fornecimento periódico dos coeficientes de Stokes pelo GRGS (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale) com freqüência de 10(dez) dias, com uma resolução de 400 km, obtidos a partir do rastreio do GRACE. O GRGS realiza ajustamentos, que é alimentado pelas observações feitas através de GPS que ficam a bordo dos satélites GRACE e das informações dos distanciômetros para obter os parâmetros da orbita terrestre. Tudo isto com o objetivo de facilitar o cálculo das variações no tempo do campo gravitacional no tempo com maior precisão em todo o planeta. Os dados de estoque de água continental disponibilizados pelo projeto que representa as médias móveis ponderadas sobre 30 dias de observações.



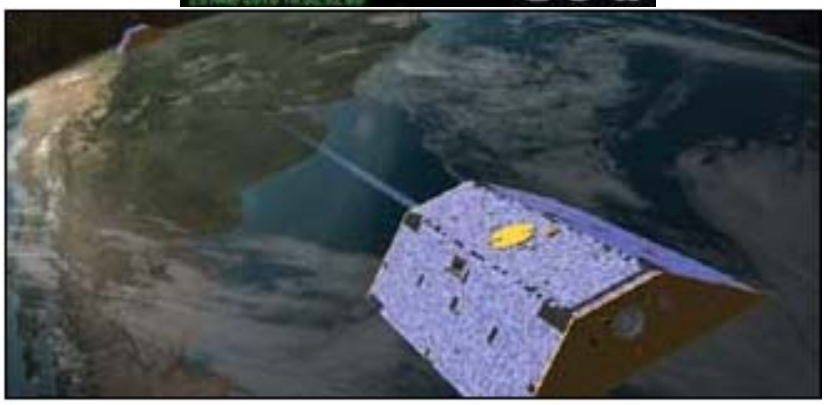


Figura 5 – Disposição dos satélites GRACE, na órbita terrestre- foto retirado do site oficial do programa http://www.csr.utexas.edu/grace/.

Estudos mais recentes sobre o estoque de água terrestre, só foram possíveis devido à missão espacial GRACE (Ramillien et al., 2005). Em grandes bacias tropicais, como na África e na América do Sul, sugere-se que as variações do estoque de água no continente, são sazonais e de altas amplitudes (Zeng et al., 2008). Sendo assim, é possível utilizar os satélites GRACE, para obter dados mais detalhados da variação do estoque de água na Bacia Amazônica. Segundo Tapley et al., (2004b), resultados das variações temporais no campo de gravidade obtidos pelo GRACE podem ser vinculados de maneira adicional à estimativa de modelos hidrológicos.

A bacia Amazônica passa a contar com uma opção de monitoramento do seu estoque hídrico através do projeto GRACE, pois apresenta uma grande amplitude no nível de água, com regimes de cheias e vazantes, e sob extremos de variações climáticas de escala interanual e interdecadal que influenciam sobre maneira o regime hidrológico da bacia.

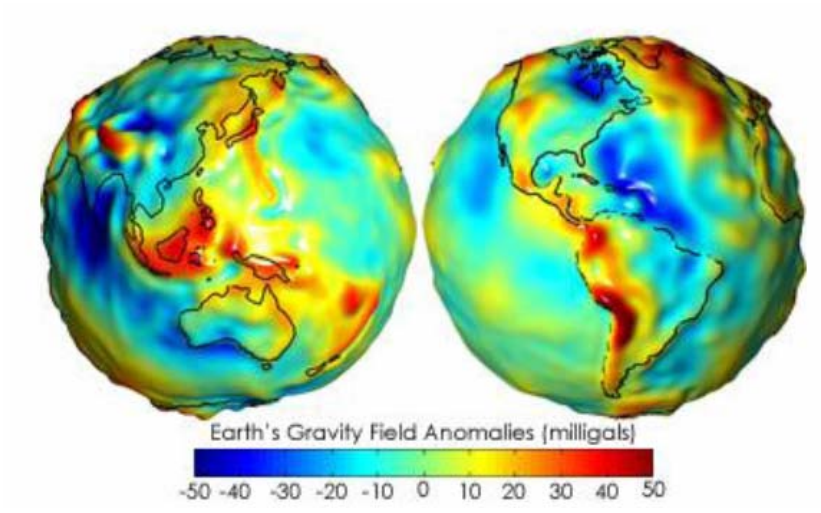


Figura 6 - Anomalias do campo gravitacional da Terra obtido através dos satélites GRACE.

A componente estática do campo gravitacional da Terra corresponde a aproximadamente 99% do campo total devido à predominância das contribuições de massas não variáveis no tempo (Ramillien, 2005). Segundo Vaz de Almeida (2009), essas componentes podem ser facilmente estimadas calculando-se a média temporal de uma série suficientemente longa de modelos mensais do geopotencial obtidas com o uso dos dados GRACE ou considerando um único modelo calculado sobre um longo período de observações dos satélites. As componentes variáveis, por sua vez, correspondem principalmente ao transporte de massa na camada superficial, como os grandes descolamentos d'água e a dinâmica atmosférica.

O advento dos satélites GRACE, aumentou a capacidade de monitorar a variação do armazenamento de água terrestre em escala global, tendo em vista a inexistência de redes de observações, com a resolução temporal e espacial necessárias para caracterizar adequadamente o balanço de água em grandes áreas (Famiglietti, 2004, Rodell and Famiglietti, 2001).

As validações dos modelos do geopotencial obtidos pelo GRACE foram realizadas sobre as grandes bacias hidrológicas, tais como nos rios Amazonas, Ganges, Congo, Níger e Mississipi. Os resultados mostraram que as variações do campo gravitacional no tempo convertidas nas alterações de altura d'água, pelo método da inversão, são muito coerentes com os modelos hidrológicos existentes. (Vaz de Almeida -2009).

5.4 Método PER

No método PER (Zeng et al., 2008), o termo associado à variação no estoque total de água continental (S) ao longo de um período de tempo é estimado pela contabilidade dos fluxos de entrada e saída do sistema ou, conforme é comumente

considerado em uma coluna de solo de dimensões e propriedades físicas do meio conhecidos. O fluxo de entrada é dominado pela precipitação (P) e os fluxos de saída pelo escoamento total (R) e pela evapotranspiração (E). Matematicamente a representação do balanço hídrico pode ser dada pela equação abaixo:

$dS/dt = P - E - R$, que pode ser representada conforme a figura 4:

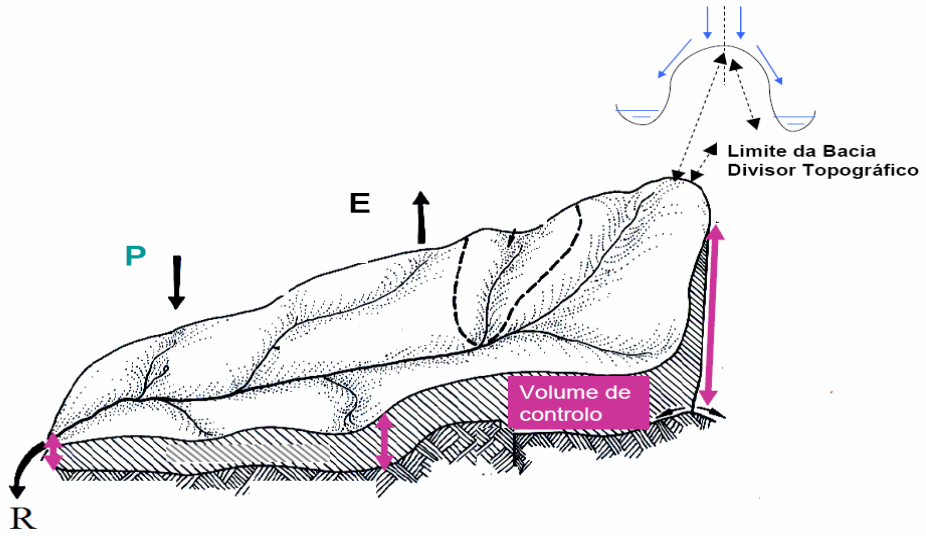


Figura 7 – Esquema do balanço de água no solo.

Os fluxos P e R fazem parte da rotina de monitoramento global, enquanto que a evapotranspiração é estimada a partir de outros parâmetros climáticos. Em áreas florestadas a evapotranspiração é a soma da evaporação da água armazenada pelo dossel da floresta (interceptação) e a transpiração das plantas. A evapotranspiração pode ser determinada através de um modelo de superfície, utilizando além da precipitação e outras variáveis meteorológicas, tais como: temperatura do ar e a radiação solar incidente (Tucci, 1993).

A Figura 8, retirada do trabalho de Zeng (1999) ilustra como tradicionalmente é analisado o balanço hidrológico de uma área, considerando os componentes atmosféricos e terrestres. Em geral são utilizadas medidas mais facilmente disponíveis, como a variação da água estocada na atmosfera (W) e o fluxo horizontal de umidade (C) em combinação com as medidas de precipitação (P) e escoamento (R). No método PER,

apenas as componentes do balanço continental são utilizadas, sendo P e R obtidos pela rede de observações e E estimada por modelos de superfície em métodos empíricos.

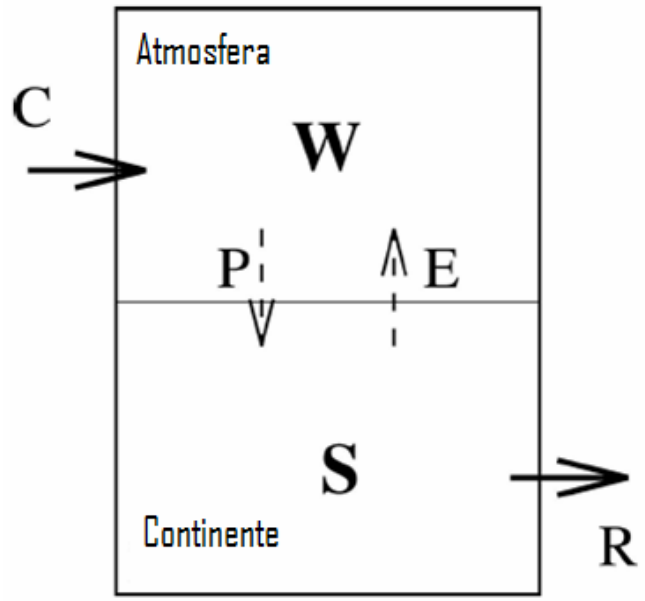


Figura 8 – Retirada do trabalho de Zeng (1999) – Ilustrando os componentes do balanço atmosférico e continental, adaptado por Ana Emília.

A aplicação do método PER para estimativa do estoque de água continental na Amazônia, tomou como base a área de drenagem associada ao ponto fluviométrico de Óbidos.

5.5 Modelo de superfície continental (SLAND)

Todo modelo climático necessita representar os processos a superfície continental. Modelos completos de superfície são complexos e contêm parametrizações detalhadas para todos os tipos de cobertura vegetal. Os efeitos da rugosidade sobre o continente, os efeitos da variação da umidade do solo e as conseqüências para a evaporação, introduzem subsídios importantes na formulação dos modelos (Zeng et al., 2000).

Alguns modelos hidrológicos foram desenvolvidos nas últimas décadas, cada um deles com características próprias e adequadas para diferentes aplicações. Modelos como TOPMODEL (Beven, 1997), SHE (Abbott etal.,1986), SWAT (Santhi et al., 2006), TOPOG (Dawes; Hatton, 1993), DHSVM (Wigmosta et al., 2002), entre outros não citados, todos representam os processos hidrológicos, que são aplicados comumente em bacias hidrográficas pequenas. Modelos para grandes bacias foram inicialmente desenvolvidos para representar de forma mais adequada os processos de transferência vertical de energia e massa entre o solo, a vegetação e a atmosfera (SVATS – Soil, Vegetation, Atmosphere e Transfer Scheme) em células de grade dos modelos de circulação geral (MCG). Nesse trabalho foi utilizado o esquema de superfície continental de complexidade intermediária, denominado "Sland" (Zeng et al., 2000). Este modelo não contempla a representação do ciclo diário sobre a fotossíntese, apenas os fatores de escala sazonal são determinantes nas trocas de água e energia com a atmosfera. As características mais importantes para a simulação do clima é a capacidade térmica da superfície continental, especificação do albedo para o balanço de energia, a capacidade de armazenamento da umidade do solo e suas conseqüências para o balanço de água da superfície. A variabilidade na precipitação pode influenciar significativamente o escoamento superficial a perda por interceptação e, portanto, a evaporação, estes processos são também incluídos nesse modelo. Uma única camada de solo é assumida e considerada, mas com profundidade diferente para a energia e o balanço hídrico dependendo da interação solo/vegetação. Nesse trabalho utilizou uma espessura dada de solo de 2 metros.

Na configuração do domínio da bacia Amazônica, o modelo SLAND, foi discretizado em células de grade de 1^0 x 1^0, em conformidade com os dados forçantes. Os dados forçantes de escala mensal foram interpolados linearmente no tempo para a escala diária. O modelo foi integrado por um período de 63 anos em 10 ciclos de repetição para atingir o equilíbrio com as forçantes.

A equação do balanço de água em uma camada única que representa também a zona de raízes e é dada por: $dS/dt = P - E_l - R_s - E_t - R_g$, onde S, é quantidade de água por área e P é a precipitação. E é a evaporação total acima da superfície, é particionada em transpiração (E_t) e evaporação da água interceptada (E_i), sendo assim a

evapotranspiração dada por: $E = E_t + E_i$. O escoamento total R, é dado pelo contribuição do escoamento superficial (Rs) e do escoamento profundo (Rg), resultando em: $R = Rs + Rg$.

A temperatura é governada pelo balanço de energia a superfície dado por: $Cs(\partial t/\partial Ts) = Fs^{net}$, onde Cs é a capacidade térmica da superfície continental. O valor desta capacidade térmica é considerado pequeno na escala de um dia, de tal forma que o Fs^{net}, Fluxo líquido da energia da superfície é aproximadamente igual à zero, ou seja, $Fs^{net} \approx 0$. A equação final assume o seguinte formato: $Fs^{net} = Ss^{\downarrow} - Ss^{\uparrow} + Ls^{\downarrow} - Ls^{\uparrow} - LE - H$, onde, $Ss^{\downarrow} - Ss^{\uparrow}$ é o saldo da radiação de ondas curtas e, $Ls^{\downarrow} - Ls^{\uparrow}$ é o saldo da radiação de ondas longas, LE o fluxo de calor latente e H o fluxo de calor sensível . Na figura 9, são apresentados os principais processos representados no “Sland”.

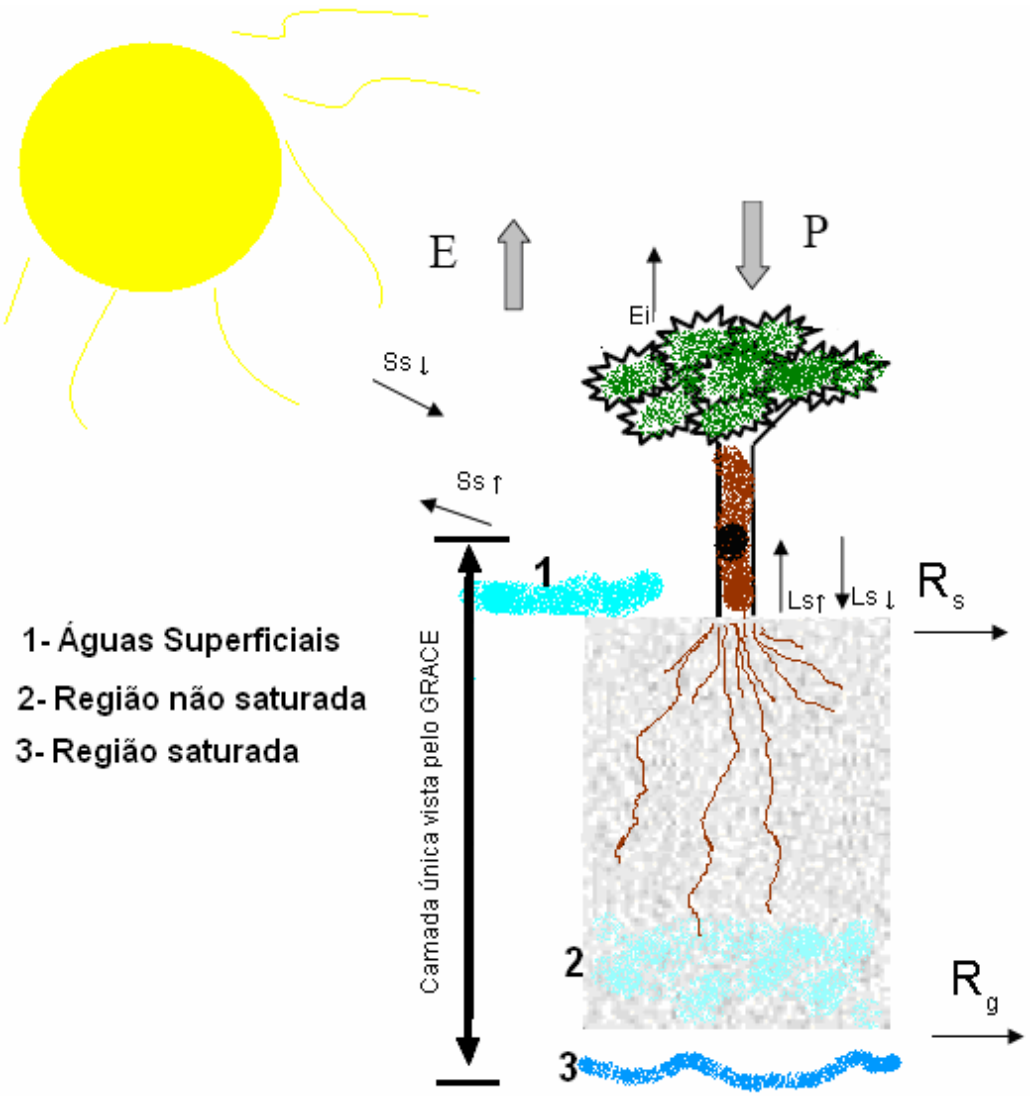


Figura 9 - Ilustração das componentes do modelo SLAND- Figura de Ana Emília

6- RESULTADOS

6.1 Estimativa da evapotranspiração

É sabido que a evapotranspiração na bacia Amazônica, sofre poucas variações ao longo do ano, podendo ser comparado através do modelo Sland, representado pela Figura 10 abaixo, No modelo, a partir da década de 70, observa-se uma tendência da diminuição da evapotranspiração, indicando decréscimos para os valores da evapotranspiração, com variação aproximada entre 3,4 e 3,8 mm/dia, com média aproximada de 3,61 mm/dia com oscilação para valores menores na década de 70 e pós

2000. As medidas de evapotranspiração obtidos em sítios de floresta na Amazônia indicam uma variação aproximada entre 3,42 a 4,6 mm/dia, como nos caso de Leopoldo (2000) que conseguiu medidas de 4,59 mm/dia, Marques et al (1980) mediu 3,45 mm/dia, enquanto estimativas obtidas através de medidas hidrológicas, encontraram valores das perdas por evapotranspiração da ordem de 3,42 mm/dia (Vorosmaty et al., 1980).

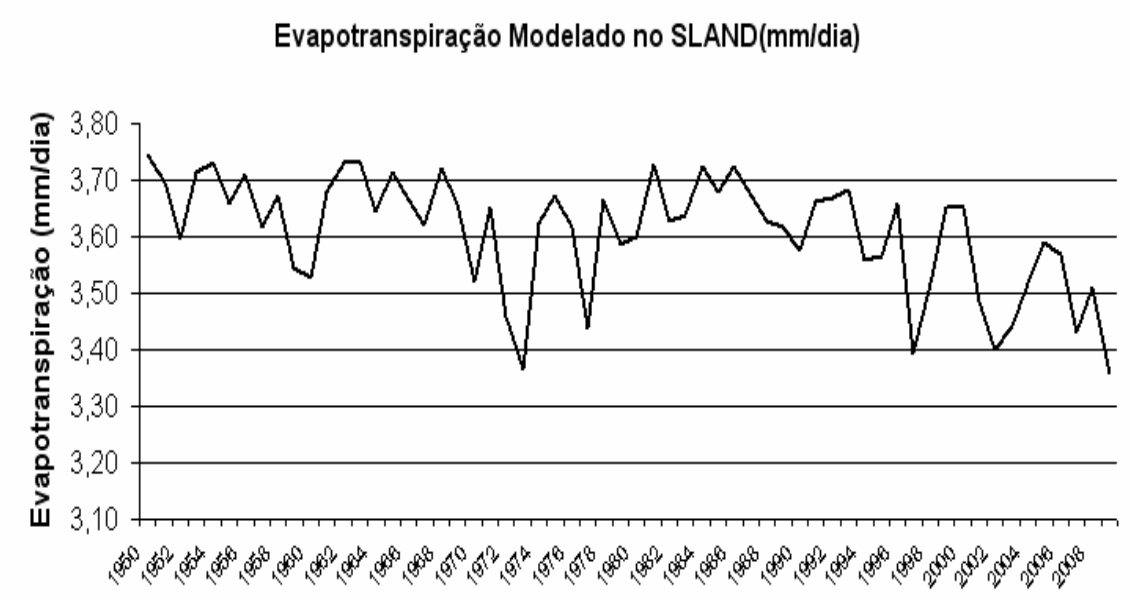


Figura 10 - Gráfico da Evapotranspiração modelado pelo SLAND de 1950 a 2009 para a bacia Amazônica.

Na compração com estes resultados, as estimativas de evapotrasnpiração para a Amazônia através do SLAND, tende a substimar essas perdas em relação as observações feitas, mas tem a capacidade de capturar a variabilidade temporal.

6.2 Comparação Entre o Escoamento Total Observado e Modelado

Um componente importante do ciclo hidrológico continental é o escoamento total de água que sai do sistema ou bacia. O Sland é um modelo de superfície que representa este processo considerando propriedades físicas do solo e a variação de precipitação ao longo de uma área. Neste trabalho o escoamento total foi derivado para cada ponto de grade do modelo como subproduto do balanço hídrico para toda a bacia

Amazônica. Para efeito de comparação foi utilizado os dados de vazão de Óbidos. Óbidos representa um pólo de contribuição de cerca de 85 % de área da bacia drenada de água dos afluentes do Amazonas. A vazão medida em m^3/s foi convertida para o equivalente em mm/dia, utilizando a área da superfície drenada de Óbidos. Eliminando as falhas das medidas foi considerado apenas o período de 1968 a 2009 para a validação das estimativas do escoamento total do modelo Sland. Os resultados da comparação são apresentados na Figuras 11 abaixo.

O Sland registra os padrões de variações sazonal, interanual e interdecadal, com uma média anual de ordem de 3,21 mm/dia. O modelo tende a subestimar os valores extremos, como ocorridos mos anos de 1980 e 1983, que registrarm vazões baixas e nos anos de 1989 e 1994 com registro de vazão elevada, conforme apresentado na Figura 12.

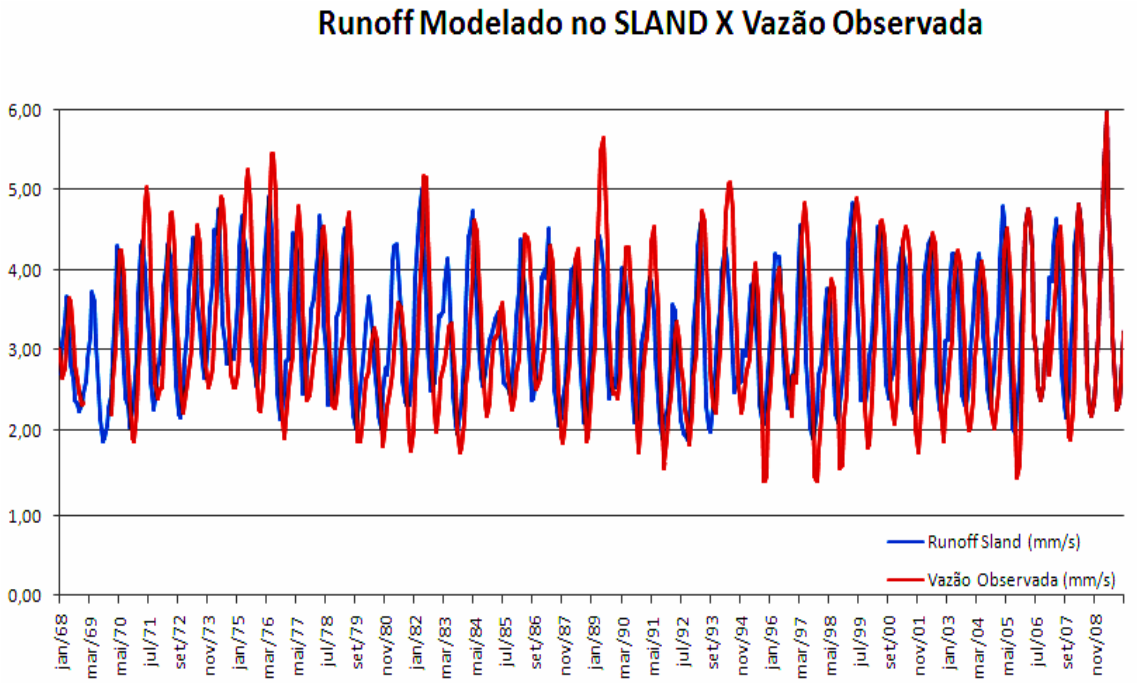


Figura 11 - Comparação do runoff modelado com a vazão convertida em runoff de Óbidos em escala mensal e anual de 1968 a 2009.

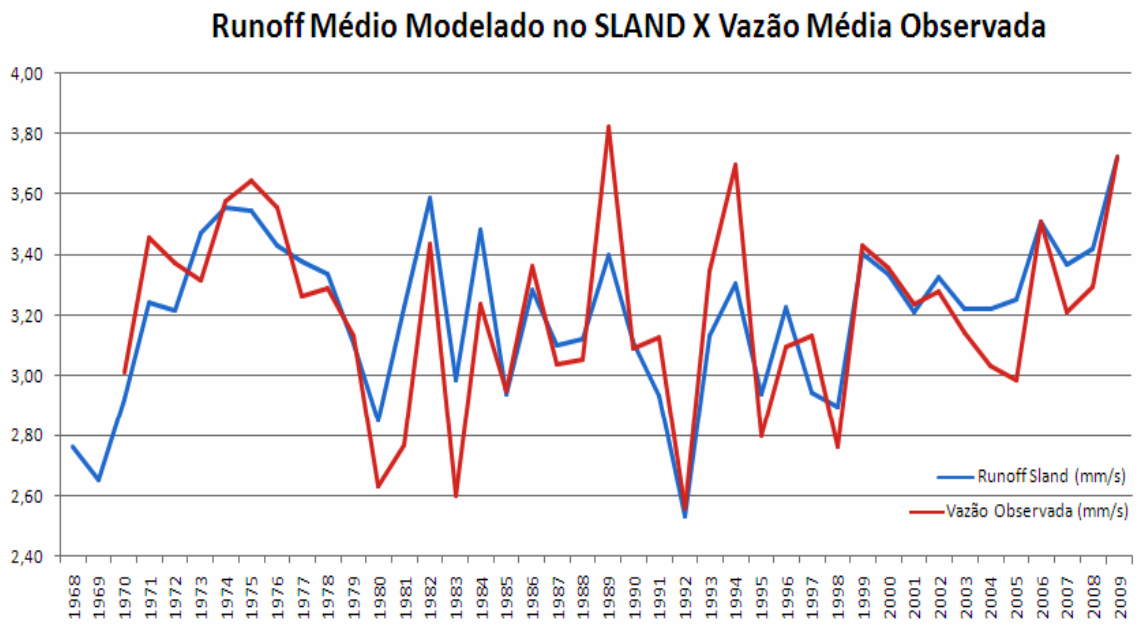


Figura 12 - Comparação das médias anuais do runoff modelado com a vazão convertida em runoff de Óbidos de 1968 a 2009.

6.3 Variabilidade de Cheias e vazantes na bacia Amazônica.

Dentre os vários postos fluviométricos na Amazônia com medidas disponíveis de vazão e cota dos rios, a grande maioria tem sua base de instalação nas décadas recentes. Apenas os postos fluviométricos de Manaus e Óbidos apresentam séries temporais longas (Manaus, com dados de 1903 a 2009 e Óbidos com dados de 1927 a 2009) para permitir estudos de variabilidade dos extremos hidrológicos em escalas decadais. Mesmo assim, por problemas operacionais Óbidos deixou de registrar um período longo de dados (desde 1948 a 1967), é por essa razão que são utilizados esses dois pontos amostrais para as análises das ocorrências de cheias e vazantes, no intuito de contemplar a variabilidade dos extremos hidrológicos ocorridos entre 1950 e 2009. A variabilidade das chuvas e vazantes é apresentada para cada posto fluviométrico nas figuras 13 e 14.

A Figura 13 apresenta os valores das cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja) observadas anualmente (de 1903 a 2009) para o posto de Manaus, bem como, a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa). Os dados hidrológicos utilizados são provenientes da rede hidrometeorológica da Agência Nacional de Águas (ANA), disponibilizados via sítio hidroweb.

Na análise das cheias pode-se identificar a ocorrência de extremos nos anos de 1953, 1989, 1922, 1993 e 2009 sendo esta última a mais intensa. Enquanto que no período de 1975 a 1978 ocorreram extremos de cheia mais com persistente com ocorrência de cotas mais elevadas. Ainda durante este período, porém já iniciado em 1971, é observada a persistente elevação das cotas mínimas. Nas vazantes, os destaques de extremos são para os anos de 1963, 1998, 2005 e 1959.

As maiores cheias registradas em Manaus sempre ocorreram nos meses de junho e julho, ou seja, do ponto de vista estatístico, uma chance de 94 % de ocorrer nesse período, enquanto as vazantes ocorrem nos meses de outubro a novembro com 75% de chance de ocorrer neste período, conforme a Tabela 1.

Em virtude do ponto de Manaus representar apenas uma parte da área de drenagem da bacia, essa análise é expandida para o ponto fluviométrico de Óbidos. De maneira análoga, a Figura 14 apresenta os valores das cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja) observadas anualmente (de 1968 a 2009) para o posto de Óbidos, bem como, a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa). A ocorrência de extremos de cheias e vazantes é semelhante à observada em Manaus com destaque para os anos de 2009, onde foi registrada a maior cheia, e em 1983, 1997 e 2005, quando ocorreram fortes vazantes. As cheias em Óbidos acontecem um pouco antes, nos meses de maio e junho com de 97% de chance de ocorrer nesse período, e as vazantes com 86 % de chance de ocorrerem entre outubro e novembro, conforme Tabela 2.

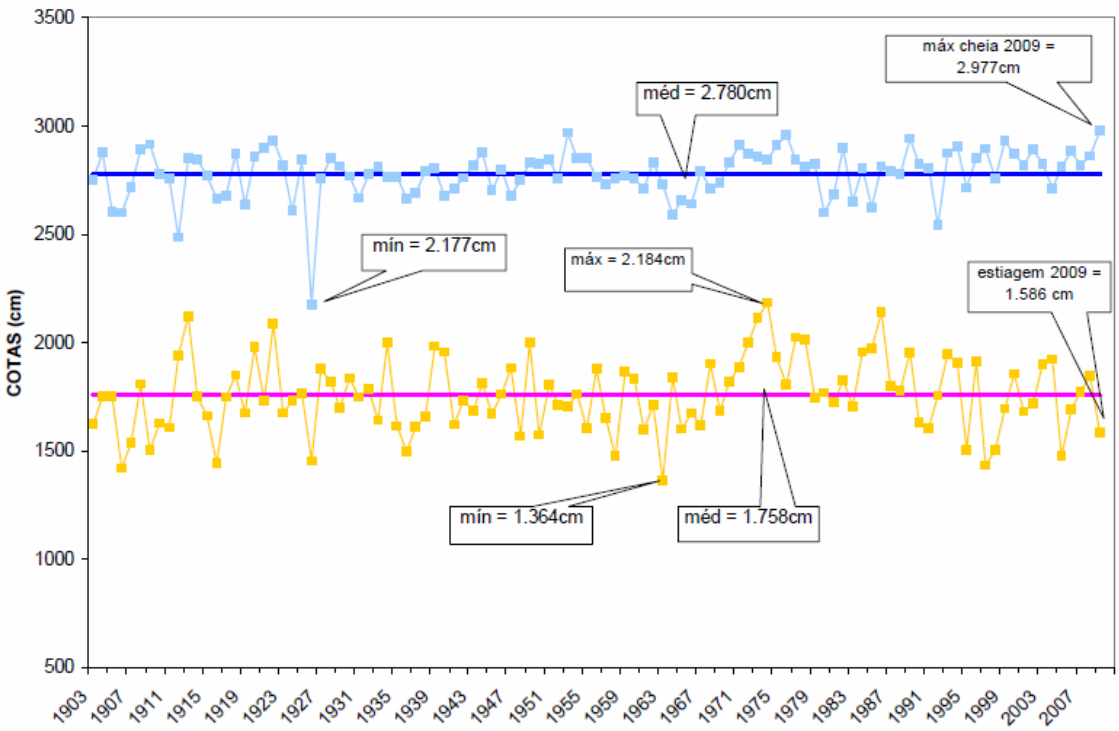


Figura 13 - Cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja), a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa) de 1903 a 2009, para o posto de Manaus disponibilizado pela hidroweb.

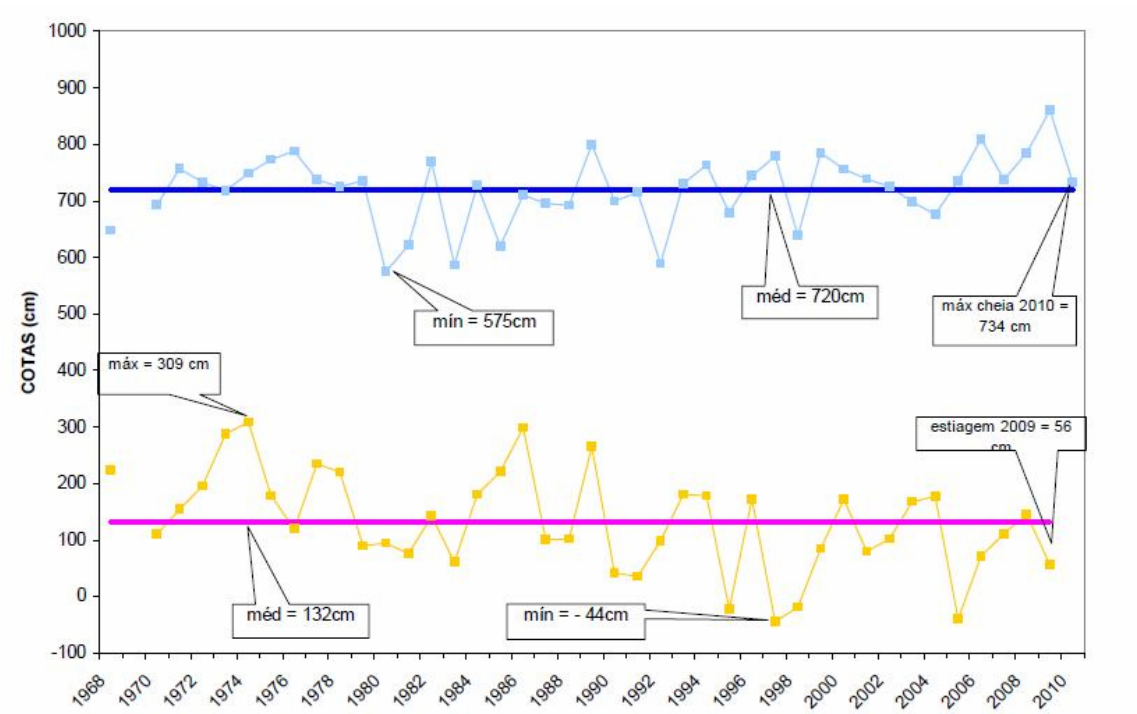


Figura 14 - Cotas máximas (azul claro) e mínimas (laranja), a média das cotas máximas anuais (em azul) e das cotas mínimas anuais (em rosa) de 1968 a 2009, para o posto de Óbidos disponibilizado pela hidroweb.

Nº de ordem	Manaus (1903-2009)			Óbidos (1968-2009)		
	Ano	Cota Max (cm)	Mês	Ano	Cota Max (cm)	Mês
1	2009	2977	Julho	2009	860	Maio
2	1953	2969	Junho	2006	810	Maio
3	1976	2961	Junho	1989	800	Junho
4	1989	2942	Julho	1976	788	Maio
5	1922	2935	Junho	1999	785	Junho

Tabela 1 – Ocorrência das principais cotas máximas dos postos de Óbidos e Manaus.

Nº de ordem	Manaus (1903-2009)			Óbidos (1968-2009)		
	Ano	Cota Min (cm)	Mês	Ano	Cota Min (cm)	Mês
1	1963	1364	Novembro	2005	-44	Outubro
2	1907	1400	Outubro	1997	-44	Novembro
3	1998	1430	Outubro	1995	-30	Outubro
4	2003	1470	Novembro	1991	40	Novembro
5	2009	1586	Novembro	1983	60	Outubro

Tabela 2 - Ocorrência das principais cotas máximas dos postos de Óbidos e Manaus.

6.3.1 Variabilidade do estoque de água continental da bacia Amazônica.

Os resultados do estoque de água continental na bacia Amazônica e sua variabilidade ao longo do período 1950 a 2009 são apresentados na Figura 15. É possível verificar padrões de variabilidade em escalas interanual e interdecadal bem definidas assim como também variabilidade de tempo sazonal, com amplitude de até 600 mm.

Na escala interdecadal o estoque apresenta valores elevados ao longo da década de 50 (em torno da média de 746 mm e máximas acima de 1000 mm, para em seguida, apresentar valores baixos, menores que 200 mm, que persistem até o início da década de 70. A partir dos anos 70 tem início 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. 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 analisou a variabilidade do estoque de água continental no período de 1970 a 2005, explanado na Figura 1.

A partir dos anos 2000, uma nova tendência de incremento se estabelece no estoque de água continental, que perdura até os dias de hoje, com variações interanuais acentuadas, com condições que levaram a seca de 2005 (estoque abaixo de 400 mm) e a grande cheia de 2009 (estoque acima de 1100 mm).

Desta forma podemos equiparar a variabilidade entre máximos e mínimos deste trabalho com os resultados obtidos por Zeng et al., (2008), em que a ocorrência de grandes secas e vazantes pode ser verificada, como caso das fortes vazantes de 1963, 1972 e 2005 e as grandes cheias de 1989, 1975 e 2009.

Esse trabalho amplia o estudo das ocorrências dessas flutuações de longo prazo e mostra que há necessidade de incorporar nos estudos hidrológicos da Amazônia o comportamento das águas continentais e sua influência na dinâmica dos processos de transferência de água superficial e profunda e sua relação com a variação do clima.

As flutuações do estoque de água em escala interdecadal podem resultar da influência da regulação do sistema continental aos fluxos de entrada e saída de água, atuando através dos processos difusivos de água, condicionado pelas características físicas e condições de estado do meio (efeito memória). Poderia esse efeito ser determinante para a ocorrência de extremos hidrológicos (cheias e vazantes) na Amazônia? Ou a variabilidade do estoque total de água é também determinada pelo clima? Para tentar responder estas questões, outros elementos que influenciam o clima da Amazônia como a temperatura da superfície dos oceanos atlântico e pacífico (Zeng et al., 2009 e a variabilidade da própria precipitação, são confrontadas nos próximos subtópicos com as estimativas de estoque de água obtidas neste trabalho.

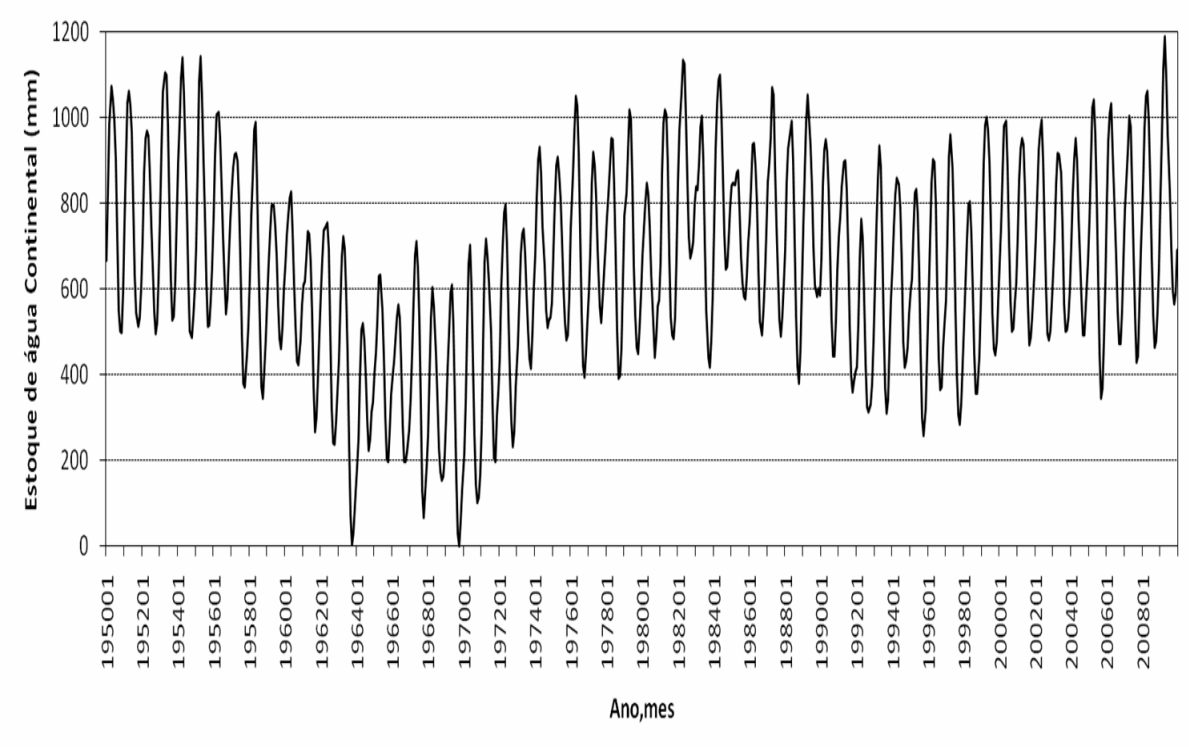


Figura 15 – Estimativa da variabilidade do estoque de água continental através do método PER de 1950 a 2009.

6.3.2 Comparação da variabilidade do estoque de água continental entre o método PER e os satélites GRACE.

Autores como Ramillien et al., (2004), Rodell e Famiglietti (2001), têm demonstrado as habilidades do GRACE em monitorar os reservatórios de água do planeta terra, com dimensões da ordem de centenas de quilômetros, e conseguir estimar variações do nível de água com precisão de alguns milímetros.

A principal razão para utilizar dados dos satélites GRACE é buscar validar o método PER, para a bacia Amazônica. Desta forma, fazendo uma análise comparativa entre as anomalias do estoque de água obtido pelo GRACE e pelo método PER, observa-se que o estoque do PER apresenta a forte redução, capaz de capturar a grande seca de 2005, assim como o aumento do estoque associado cheia deste século ocorrida em 2009 na bacia Amazônica.

O método PER captura as variações de estoque entre cheia (estoque elevado) e vazante (estoque baixo), porém com defasagem de 1 mês comparando com os dados do GRACE. As estimativas de estoque pelo método PER apresenta maior amplitude anual que os dados do GRACE. Em termos de tendência, os dois métodos convergem em indicar um incremento do estoque de água dos últimos anos, mesmo sob efeito de fortes variações interanuais dos anos 2005 e 2009.

Fazendo uma outra análise na Figura 16, pode-se observar juntamente com as variações obtidas pelos satélites GRACE, é que as variação do estoque de água continental obtidos pelo método PER e sua distribuição espacial durante os meses de abril, maio e junho de 2009, quando ocorreu a maior cheia já registrada na Amazônia. O padrão é distinto com anomalias positivas mais intensas, chegando a atingir 50 cm de água ou 500 mm. Cabe lembrar que estas flutuações foram derivadas considerando o período base de dados disponível do GRACE, que nesse caso, considera a climatologia de 2003 a 2007 para extrair as anomalias.

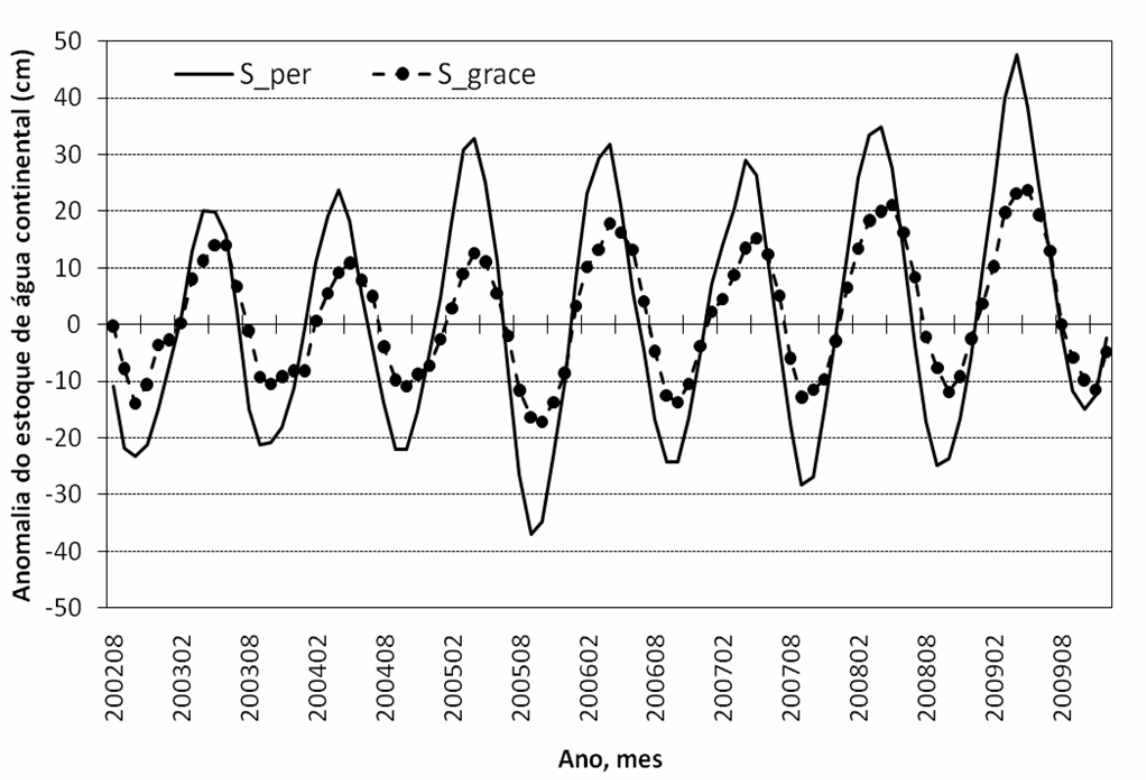


Figura 16 – Comparação entre as anomalias do estoque de água continental captados pelos satélites GRACE e obtido pelo método PER no período de agosto de 2002 a dezembro de 2009.

Não apenas a variabilidade temporal do estoque de água continental é importante, mas também em que área da Amazônia essa flutuação acontece mais rapidamente, pois o conhecimento dessa informação pode indicar áreas mais potencialmente vulneráveis a estiagens prolongadas ou mesmo que sofreram impactos mais rápidos das cheias.

Nesse sentido, a Figura 16 apresenta a variação do estoque de água continental na Amazônia, segundo os dados do GRACE, durante os meses de vazante (agosto, setembro e outubro) de 2005, quando a seca tornou-se mais critica. Nitidamente as maiores reduções do estoque de água continental aconteceram em grande parte da bacia com forte redução ao centro e ao sul. Os valores médios do trimestre chegam a uma redução de 30 cm ou 300 mm de água. Esta figura ilustra bem a importância do monitoramento do conteúdo de água continental em uma grande bacia como a

Amazônia e mostra que o advento dos dados dos satélites GRACE pode contribuir para entender a dinâmica das águas e a previsão de impactos na Amazônia.

Comparativamente, nota-se que a região central da bacia é a que comporta as flutuações mais intensas, seja de ganho ou perda de água, e apesar da baixa resolução dos dados da missão GRACE (cerca de 300 km), é possível identificar gradientes entre as subbacias. As flutuações no início do século XXI mostram que a desconsideração do termo de estoque de água continental na bacia Amazônica no seu balanço hídrico anual precisa ser revista e seu valor melhor determinado.

A Figura 17 consegue ilustrar no espaço de forma clara, a intensidade da seca, capturado através dos satélites GRACE no período de vazante em agosto, setembro e outubro de 2005, onde estão bem especificados os valores negativos das anomalias do estoque de água continental ao longo da bacia Amazônica, enquanto que a Figura 18 ilustra espacialmente a imagem capturada pelo GRACE, registrando anomalias positivas do estoque de água continental, que equivale ao período abril, maio e junho de 2009, que registrou neste período a ocorrência de uma forte cheia.

No processo de conversão dos dados GRACE para obter o estoque de água, algumas incertezas podem ser consideradas para a obtenção dos resultados na bacia Amazônica, segundo Vaz de Almeida (2009) deve-se considerar os erros nos coeficientes de *Stokes* fornecidos pelo GRGS e o efeito de vazamento (*leakage*) de sinais geofísicos provindos do oceano e áreas externas à bacia poluindo as estimativas; e os erros de omissão.

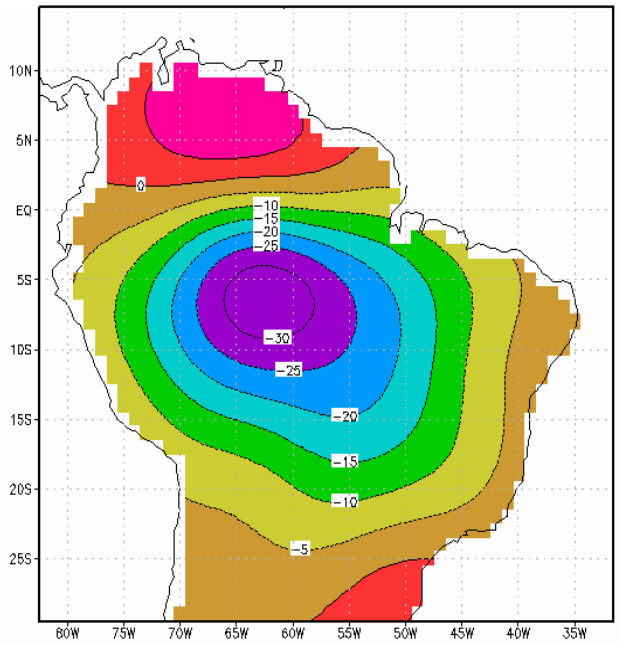


Figura 17 – Variação do Estoque de Água Continental captado pelo GRACE no período de vazante- ASO de 2005

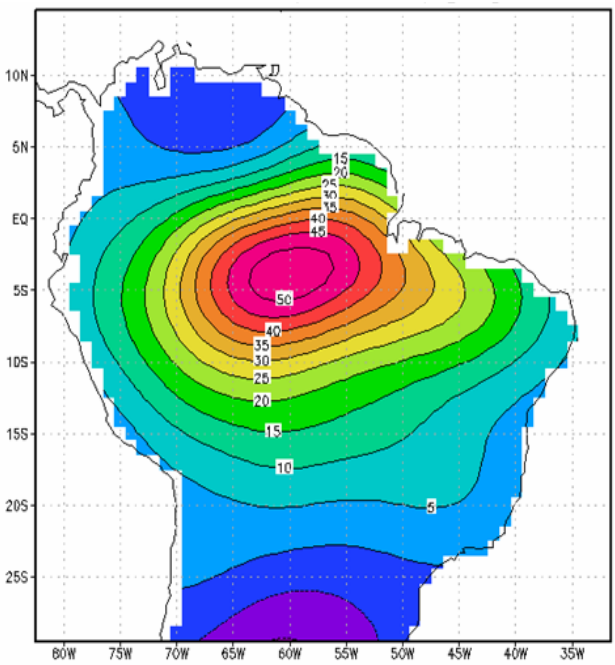


Figura 18 – Variação do Estoque de Água Continental captado pelo GRACE no período cheia de- AMJ de 2009

6.3.3 Modelo HADCM3 e a variação do Estoque de Água Continental.

O modelo HADCM3 é um modelo climático global que projeta grande impacto na Amazônia até o final do século XXI. Cox et. al (2008), analisou os resultados das simulações do clima do século XXI do modelo HADCM3, e mostrou que este modelo foi capaz de capturar a redução de chuva durante 2005 que provocou uma grande seca na Amazônia.

Para analisar se o modelo também representou impacto no estoque de água continental, os resultados são comparados com os resultados de estoque de água estimado pelo GRACE, mostrado na Figura 19.

O método PER foi aplicado também utilizando os dados do modelo HADCM3 nos cenários A2 e A1B do IPCC.

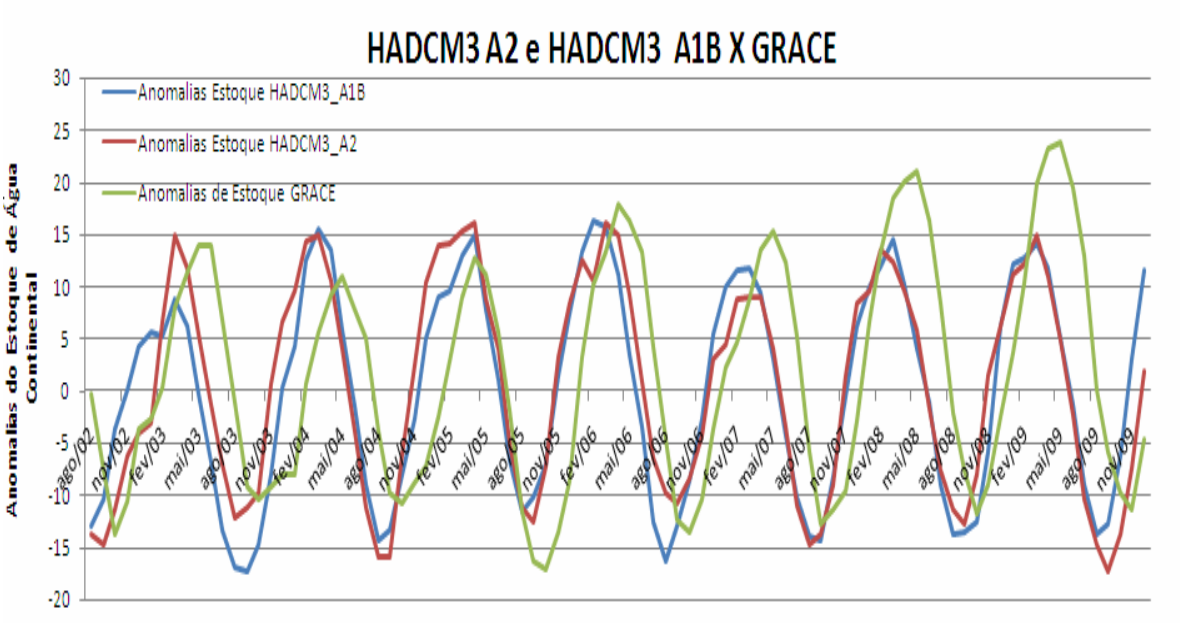


Figura 19- Comparação entre as anomalias dos modelos do IPCC- HADCM3 A2 e A1B, e as anomalias captadas pelo GRACE no período de agosto de 2002 a dezembro de 2009.

As estimativas do estoque de água continental apresentaram anomalias com sazonalidade interanual e interdecadal semelhantes ao GRACE com os dados do modelo HADCM3, mas ambos cenários com defasagem em relação à representação do ciclo anual do estoque de água. Os cenários do IPCC HADCM3 A2 e A1B não estão representando de forma clara o aumento no estoque de água continental, com os dados GRACE e PER representaram.

Na representação do estoque de água associado às cheias e vazantes, em geral, o modelo HADCM3 antecipa em 1 a 2 meses a ocorrência desses extremos, e não conseguiu representar as flutuações da seca de 2005 e cheia de 2009, contrariamente ao que afirmou Cox et al. 2008, quando indicou que o modelo HADCM3 previu a seca da Amazônia de 2005. Na verdade o modelo representou uma redução da precipitação em toda bacia, mas hidrologicamente, o estoque de água continental não mostrou esse comportamento.

6.4 Análise da relação entre extremos climáticos e hidrológicos

As chuvas na Amazônia são sensíveis às variações sazonais, interanual e interdecadal na TSM (Temperatura da Superfície do Mar). O aquecimento do Pacífico tropical leste durante eventos El Niño suprime a precipitação da temporada úmida através da modificação da circulação de Walker (leste-oeste). No entanto, as variações na precipitação da Amazônia também são conhecidas por serem ligadas a TSM do Atlântico tropical. Um aquecimento do Atlântico tropical no norte relativo ao sul leva a uma mudança para noroeste da zona de convergência intertropical promovendo subsidência do ar sobre a Amazônia.

Para investigar a importância do Atlântico e do Pacífico (TSM) sobre a influência da variabilidade para chuvas na Amazônia, um conjunto de dados do Hadley Center foi utilizado. A região de TSM e El Niño do Pacífico equatorial foi definido e localizado como (5°S-5º N, 120°W-170° W). A região de TSM do Atlântico foi definida como a TSM do Atlântico Norte tropical, localizada como (15^0 N-35^0N, 75^0 W-30^0 W).

Anomalias de temperatura da superfície no mar do pacífico equatorial são um indicador das ocorrências de eventos El Niño e La Niña. Na Figura 21 são apresentadas as anomalias médias de TSM no pacífico equatorial (ATPE) para as estações janeiro a março (JFM), abril a junho (AMJ), julho a setembro (JAS) e de outubro a dezembro (OND) de 1950 a 2009.

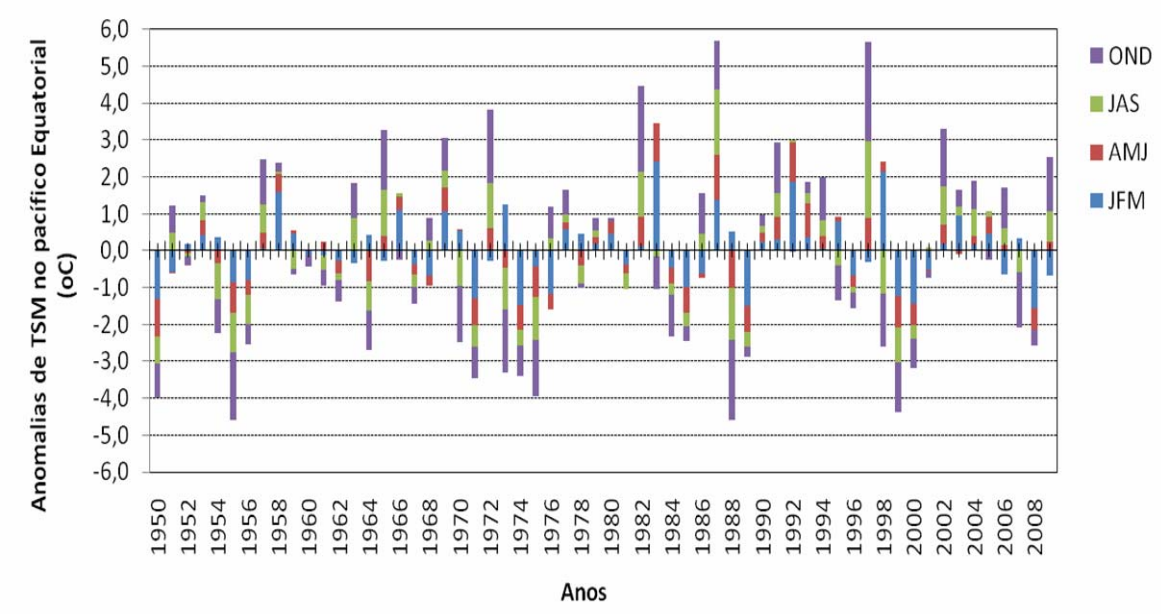


Figura 20 – Anomalias de TSM no Pacífico Equatorial para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND no período de 1950 a 2009.

As barras positivas indicam eventos de El Niño e as negativas de La Niña, enquanto que a diferença de cores está relacionada ao trimestre do ano, e o tamanho das barras a intensidade da anomalia. O período de 1950 a 2009 foi marcado pela ocorrência de 5 El Niños intensos (grandes anomalias positivas e persistentes ao longo de várias estações) nos anos de 1965, 1972, 1982,1983, 1987, 1997 e 2002, intercalados por La Niñas também intensas ocorridas em 1955, 1971, 1973, 1974,1975, 1988 e 1999. La Niñas menos persistente foram mais frenquentes com destaques para os anos de 1954 a 1956, 1970 a 1976, 1984 a 1989 e 1998 a 2000. Enquanto os El Niños ocorreram mais persistentemente entre 1990 e 1995, e de 2002 a 2006. Padrões de variabilidade na escala de tempo interanual e interdecadal também podem ser observados nesta série.

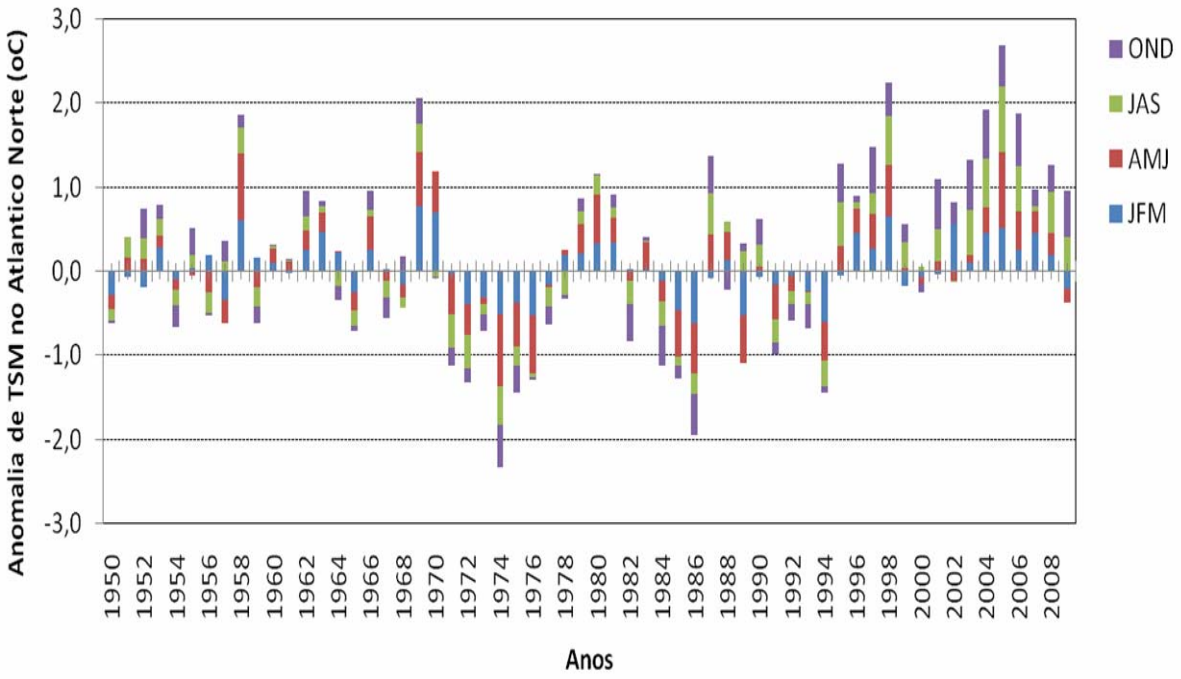


Figura 21 – Anomalias de TSM no Atlântico Norte para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND no período de 1950 a 2009.

Na análise da variabilidade das anomalias de temperatura do atlântico equatorial (ATAE) na Figura 21, verifica-se comportamento mais persistente, varrendo a escala de tempo interanual, sendo o período de 1971 a 1977 apresentando o atlântico frio e em seguida no período de 1979 a 1981 o atlântico tornando-se quente, para novamente se resfriar no período de 1982 a 1994. Nestas fases as anomalias foram persistentes durante quase todos os trimestres. A partir de 1995 se estabelece um período de ATAE positivas que perduram até 2009 em todos os trimestres.

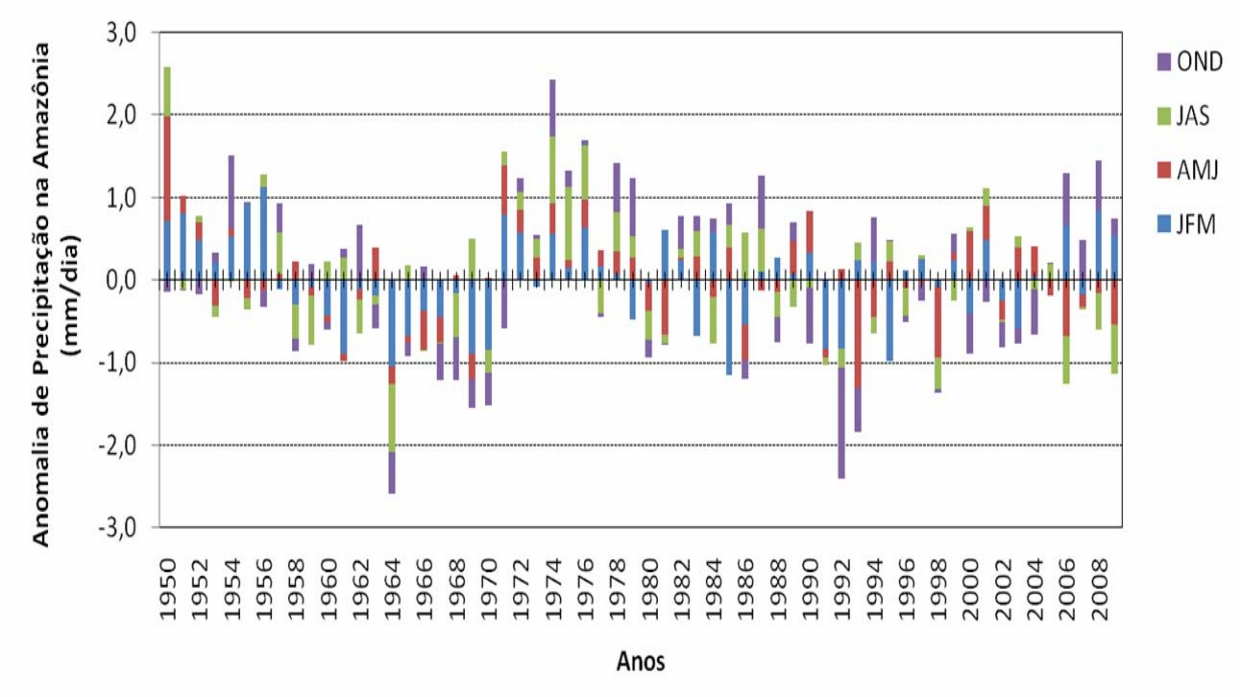


Figura 22 – Anomalia de Precipitação na Amazônia no período de 1950 a 2008 para os trimestres JFM, AMJ, JAS e OND

Na análise da variabilidade das anomalias de precipitação na Amazônia (APREC), observado na Figura 22, verifica-se um comportamento mais persistente varrendo as escalas de variação interanual e interdecadal, sendo o período de 1950 a 1957 com chuvas acima da média, e em seguida, no período de 1958 a 1971 passa a vigorar anomalias negativas, ou seja, chuvas abaixo da média, para novamente no período de 1972 a 1979, apresentar chuvas acima da média. Nestas fases as anomalias foram persistentes durante quase todos trimestres. A partir da década de 80 até o ano de 2009 a variabilidade da APREC não tem um padrão de longo prazo bem definido, mas apresentando fases menos chuvosas, chuvas abaixo da média, mais frequentes até o ano 2000. Nos anos mais recentes (após 2000) os trimestres de primavera e verão foram mais chuvosos e os de outono e inverno menos chuvoso.

No período de 1950 a 1957 os valores positivos de APREC estão associados com maior frequência dos eventos de La Nina, sem influencia do atlântico, que se apresenta em condições próximas a neutralidade. O período posterior, de 1958 a 1970, foi marcado por ocorrências de El Niños e ATAE positivas, e como resultado, as chuvas persistiram abaixo da média em quase todos os trimestres. No período de 1971 a 1979

passam a vigorar anomalias positiva de precipitação em todos os trimestres. Na comparação com os padrões da ATPE e ATAE, neste período, observa-se persistência de eventos de La Niña no pacifico como o atlântico frio. O efeito combinado dos dois oceanos parece ter intensificado o efeito de aumento na precipitação sobre a Amazônia associado a La Niña.

Nas décadas de 80 e 90 a maior frequência de El Niños e ATAE positivas (atlântico quente) contribuíram para uma maior frequência de chuvas abaixo da média. A distribuição das chuvas na primeira década deste século está sendo influenciada por ATAE positivas.

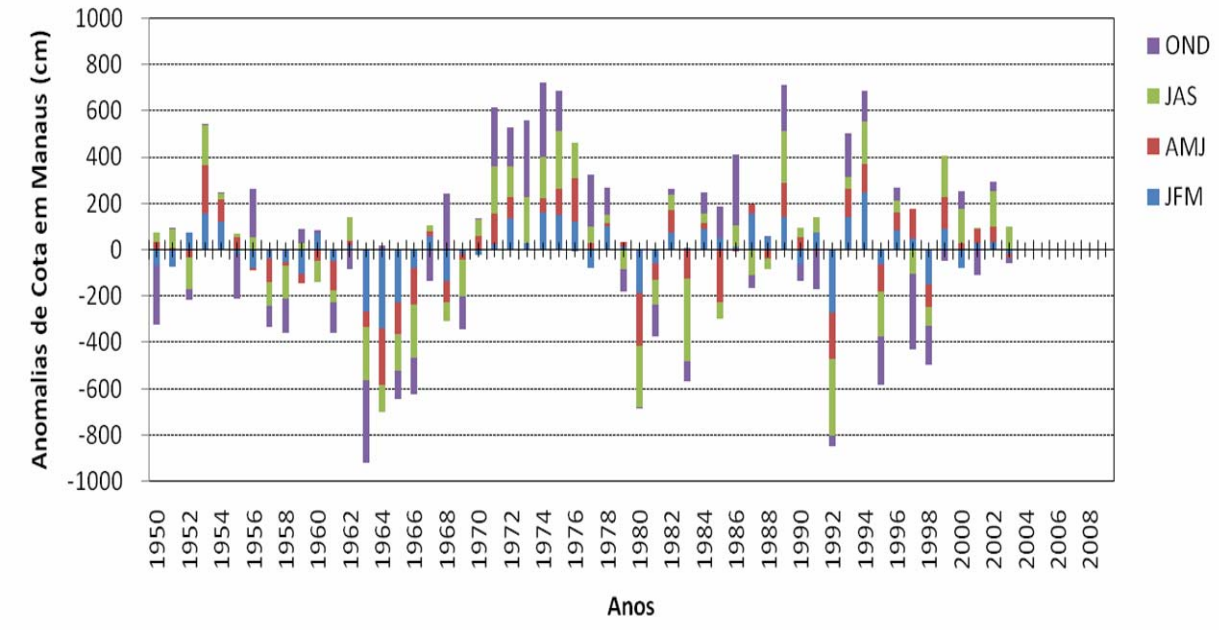


Figura 23 – Anomalias de Cota em Manaus no período de 1950 a 2008 para os trimestres de JFM, AMJ, JAS e OND.

O impacto das variações climáticas no regime hidrológico da bacia Amazônica pode ser observado na Figura 23, que apresenta as variações da cota do posto fluviométrico em Manaus entre 1950 e 2003.

As variações da cota seguem o comportamento das anomalias de precipitação na bacia Amazônica conforme ilustra a Figura 24. Cotas elevadas ocorrem em condições de anomalias positivas de precipitação associadas à ATPE > 0 e ATAE < 0. A mudança de sinal nas anomalias de precipitação entre o período de 1962 a 1969 para chuvas persistentes e abaixo da média favoreceu a ocorrência de contas abaixo da média ao longo do período em todos os trimestres.

A maior frequência de La Niñas no período 1970 a 1979 favoreceu a ocorrência e persistência de cotas acima da média. Nos anos seguintes, a ocorrência de El Niño e La Niña não persistentes, juntamente com influencia do atlântico (alternando entre aquecido e resfriado) favoreceram inversões sistemáticas de eventos extremos de cheia e vazante na Amazônia.

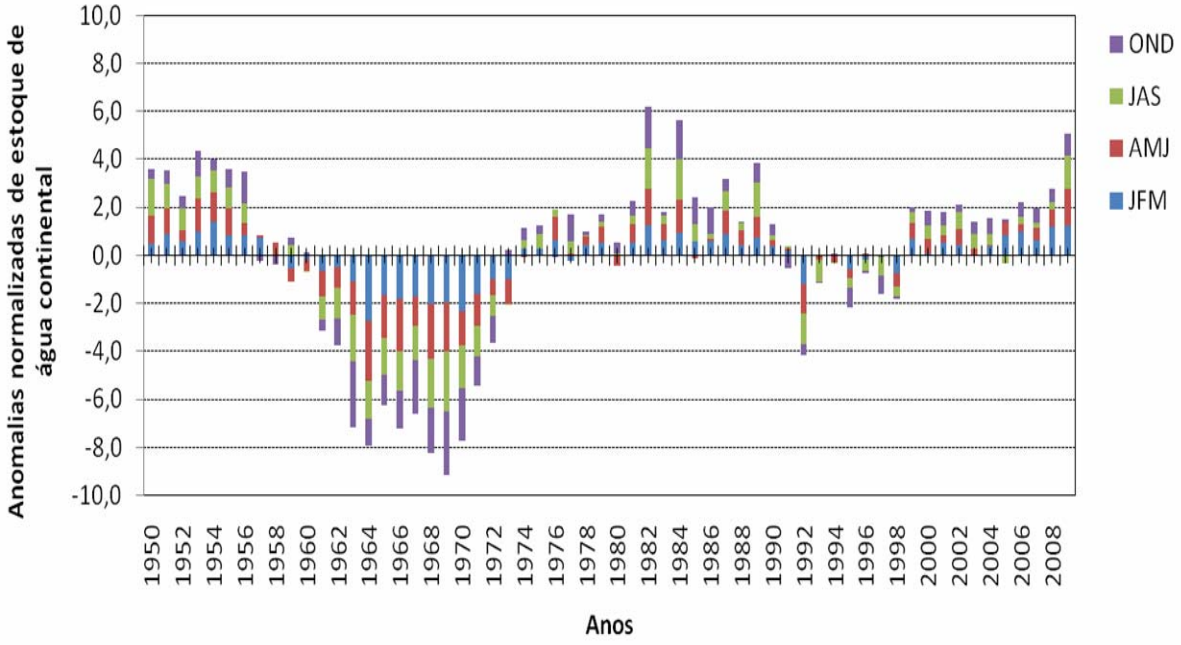


Figura 24- Anomalias de estoque de água continental na bacia Amazônica no período de 1950 a 2008 para os trimestres de JFM, AMJ, JAS e OND.

Anomalias positivas de chuvas entre o período de 1950 a 1956 favoreceram estoques elevados de água na bacia em todos os trimestres. A redução das chuvas entre o período de 1961 a 1970 contribuiu para redução do estoque de água continental de maneira acentuada (Figura 24). Em virtude do efeito memória do sistema o restabelecimento de níveis elevados de água no solo só acontece após o ano de 1974. Essa condição pode explicar as ocorrências das vazantes extremas de 1963 e 1972 e a ocorrência de cheias extremas só após o ano de 1975.

7. DISCUSSÕES

Na consideração dos modelos climáticos gerados pelo IPCC, não é considerado toda a coluna de água continental, como o método PER considera implicitamente.

O efeito memória do estoque de água continental é um importante regulador do regime hidrológico da bacia Amazônica sob a influencia de condições climáticas anômalas e persistentes, regidos por condições dos oceanos atlântico e pacífico.

Os resultados do comportamento do estoque de água continental atuando em várias escalas temporais sugerem a necessidade de inclusão explícita da dinâmica de águas profundas nos modelos para que as amplitudes interanuais e interdecadais do estoque de água possam ser consideradas em simulações seculares do clima.

Neste trabalho a dinâmica da água estocada nas calhas dos rios não são consideradas de forma separadas, por terem comportamento próprio, os processos hidrológicos precisam ser considerados de maneira explícita e para cada sub-bacia separadamente, tendo em vista que os impactos no sistema hidrológico associados a anomalias climáticas ocorrem de maneira diferenciada.

8. CONCLUSÕES

Detectar mudanças no processo hidrológico é bastante difícil, e inevitavelmente deve ser feito com base em analises em uma longa série de dados, ou seja, na climatologia hidrológica registrada, neste caso, na climatologia da bacia Amazônica.

O estoque de água continental determinado pelo método PER, representou uma sazonalidade interanual e interdecadal, conforme apresentado em de Zeng (2008), com sensibilidade as variações climáticas extremas. A década de 1960 a 1980 foi marcante pelo efeito combinado de extremos climáticos persistentes (El Nino), afetando o estoque de água continental com forte redução. Em função desses impactos das anomalias positivas de chuvas (associadas a La Nina) só favoreceram a extremos hidrológicos após o estoque de água ter se restabelecido a patamares climatológicos. Séries mais longas de análises do método PER contribuíram para essa análise. É importante ressaltar, que o método PER se mostrou eficaz em captar a variação do estoque de água continental em várias escalas temporais.

Através das várias comparações feitas no tópico anterior, foi observado que o estoque de água continental é influenciado pelas condições climáticas em determinadas condições de anomalias persistentes, influenciando o regime hidrológico, como foi claramente observado na década de 70.

As fortes variações no estoque de água durante a seca de 2005 (com grande perda de água) e a cheia de 2009 (grande acúmulo de água) estão também presentes na série de anomalias do método PER. A comparação entre os métodos de estimativa de estoque de água continental GRACE e PER, mostra que o método PER, apresenta uma amplitude do ciclo anual entre cheia e vazante mais intensa que o registrado pelos dados dos satélites GRACE. A causa dessas diferenças não pode ser ainda identificada, mas pode residir em fontes de erros inerentes aos dois métodos.

No caso do GRACE, além da resolução dos dados existem ainda as fontes de erros dos modelos de inversão relativos aos filtros dos campos gravitacionais. No caso do método PER as fontes de erros podem estar nas estimativas da evapotranspiração e nos erros nas bases de dados de chuva e vazão, associado, a baixa cobertura espaço temporal na Amazônia, particularmente nos dados da precipitação. Apesar dessas diferenças, os métodos mostram destreza em capturar os padrões de variação extremas e também de tendência de longo prazo. Ficou evidente que tanto o método PER e quanto o modelos, apontam para uma tendência de aumento do estoque de água continental para os próximos anos, superposta a padrões interanuais de variação acentuada entre cheia e vazante.

O balanço hidrológico determinado através do método PER, para os cenários HADCM3 A2 e A1B, gerou dados com uma variabilidade no estoque de água continental diferente ao estoque de água gerado neste trabalho através do método PER, mostrando uma melhor representação do método PER, frente aos cenários do IPCC.

É importante também salientar que o monitoramento hidrológico da bacia Amazônica está relacionado às medidas em campo das cotas de água superficiais através das réguas limnimétricas distribuídas pela região, podendo gerar alguma inconsistência, pois, por exemplo, em algumas regiões o acesso só é possível em algumas épocas do ano, gerando algumas séries incompletas no tempo. Por outro lado, a coleta *in-situ* em toda bacia tornaria muito dispendioso. Sendo assim, algumas boas estimativas do estoque de água da bacia Amazônica podem ser abstraídas das informações gravitacionais da missão GRACE, o que permitiria a recomposição de séries históricas de cotas de água e uma possível criação de estações virtuais em áreas de difícil acesso ou sem nenhum acesso.

8. PERSPECTIVAS

Mediante o trabalho desenvolvido durante esses dois anos de mestrado no programa CLIAMB-LBA/ INPA-UEA, entende-se que há uma necessidade de desenvolver um estudo com mais análises no estoque de água continental, fazendo-o separadamente, estoques de água do meio poroso e dos canais da bacia Amazônica.

Por fim, indicar a potencialidade da missão GRACE para o monitoramento dos rios da bacia Amazônica que apresenta uma grande amplitude no nível de água e áreas alagadas entre os regimes de seca e cheia, tornando assim uma região adequada para o desenvolvimento de estudos gravitacionais relacionados às grandes variabilidades do estoque de água, podendo essas informações hidrológicas ser estimados de forma quantitativa e qualitativa contribuindo para um maior entendimento de prognóstico dos extremos hidrológicos.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

Agência Nacional De Água Ana.gov.br/salaimprensa/clipping2.asp

Bathurst, J. C.; Wicks, J. M.; O'connel, P. E. The SHE / SHESED basin scale water and sediment transport modelling system. In: Singh, V. P. (editor) Computer models of watershed hydrology. [S.l.]: Water Resources Publications, 1995.

Benoit, R.; Kouwen, N.; YU, W.; Chamberland, S.; Pellerin, P.Hydrometeorological aspects of the real-time ultra_nescale forecast support during the special observing period of the map. Hydrology and Earth System Sciences, v. 7, p.877_889, 2003.

Beskow[I] Samuel; Carlos Rogério de Mello; Gilberto Coelho; Antônio Marciano da Silva; Marcelo Ribeiro Viola. Estimativa do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica com base em modelagem dinâmica e distribuída

Beven, K.; Lamb, R.; Quinn, P.; Romanowiciz, R.; Freer, J. Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, p. 627_668, 1995.

Boletim Climático Da Amazônia, Sistema de Proteção da Amazônia – SIPAM, Centro Técnico

Braga, A. C. F. M.; Galvão, C. O.; Araújo, E.; Souza, E. P.; Oliveira,K. F.; Cirne, W. Acoplamento operacional de modelos atmosféricos, hidrológicos e de gerenciamento de recursos hídricos. In: Simpósio Internacional de Climatologia, Fortaleza-CE. [S.l.: s.n.], 2005.Operacional - CTO-MN, Divisão de Meteorologia – DMET, com participação do LBA/INPA com base nos dados e produtos divulgados pelo INMET, CPTEC/INPE, CPC/NCEP e IRI. Ano 2 , Nº 14, Novembro de 2005.

Bruijnzeel, L.A. predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: Amazonian Deforestation and Climate. P.Cap.2, 15-55. Chichester: John Wiley & Sons Ltd (Import), 1996.

Bruijnzeel,, L.A., 2004, "Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?". *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 104, n. 1, pp. 185-228.

Callede, J., Guyot, J.L., Ronchail, J. *et al.*, 2002, "L'Amazone à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique". *Hydrological Sciences- Journal*, v. 47, n. 2, pp. 321-333.

Cândido Luiz Antonio, Antonio Ocimar Manzi, Julio Tota, Paulo Ricardo Teixeira Da Silva, Flérida Seixas Moreno Da Silva, Rosa Maria Nascimento Dos Santos, Francis Wagner Silva Correia. O Clima Atual E Futuro Da Amazônia Nos Cenários Do Ipcc: A Questão Da Savanização, Mudanças Climáticas/ artigos, pág 44 -47.

Chen, J. L., C.R. Wilson, B.D. Tapley, Z.L. Yang, G.Y.Niu .2009. 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models. Journal of Geophysical research, vol. 114, B05404, doi: 10.1029/2008JB006056.

Collischonn, W ; Tucci C. E. M. . Simulação hidrológica de grandes bacias. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, v. 6, n. 1, p. 95-118, 2001.

Collischonn, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. Tese (Doutorado em Engenharia de recursos Hídricos e saneamento ambiental), UFRGS, 2001,dez.

Cox, Peter M., et al. (2008). "Increasing Risk of Amazonian Drought Due to Decreasing Aerosol Pollution." *Nature* **453**: 212-15 [doi: 10.1038/nature06960].

Crowley, John W.; Crowley, Jerry X. Mitrovica , Richard C. Bailey, Mark E. Tamisiea , James L. Davis. 2008. Annual variations in water storage and precipitation in the Amazon Basin Bounding sink terms in the terrestrial hydrological balance using GRACE satellite gravity data. Published online: 26 April 2007. J Geod 82:9–13 DOI 10.1007/s00190-007-0153-1.

http://www.csr.utexas.edu/grace/ Gravity Recovery and Climate Experiment.

Dirmeyer, P.A.; Brubaker, K.L. 2007. Characterization of the Global Hydrologic Cycle from a Back-Trajectory Analysis of Atmospheric Water Vapor. J. Hydrometeorology 8(1): 20-37.

Eltahir, E.A.B., B. Loux, T.K. Yamana, And A. Bomblies. 2004. A see-saw oscillation between the Amazon and Congo basins, Geophys. Res. Lett., 31, L23201, doi: 10.1029/2004GL021160.

Eltahir E, Bras R. 1994. Precipation recycling in the Amazon Basin. Quartely Journal of the Royal Meteorological Society 120:861-880.

Espinoza Vilar, jhan Carlos., Jean Loup Guyot, josyane Ronchail, Gérard Cochonneau, Naziano Filizola, pascal Fraizy, David Labat, Eurides de Oliveira, Juan Julio Ordoñez e Philippe Vauchel.Contrasting Regional, discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004), Journal of Hidrology. 2009.

Feitosa, F.A. C. e manoela Fo., J. Hidrogeologia- conceitos e aplicações. Fortaleza: CPRM e LABHID-UEPE,1997.

Fiedler, K., P Döll. 2007.Global modelling of continental water storage changes- sensitivity to different climate data sets. Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union. Advances in Geosciences. 11, 63-68, 2007.

Filizola, Naziano.P., 1999, O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira. 1 ed., Brasília, ANEEL.

Filizola, N., Guyot J. L., Molinier M., Guimarães V. S., De Oliveira E., De Freitas M.A. 2002. Caracterização hidrológica da bacia Amazônica. In: Amazônia- Uma perspectiva interdisciplinar. Org. Rivas e Freitas. Ed. Univ. Amaz., Manaus. 271 p.

Filizola, Naziano. 2006. Agenor Vicente Da Silva, Ana Maria Caldeira Dos Santos, Marco Antonio Oliveira. Cheias e secas na Amazônia: Breve abordagem de um contraste na maior bacia hidrográfica do globo.T&C Amazônia, Ano IV, número 9, Agosto.

Getirana, Augusto C.V. 2009. Integração entre dados adquiridos remotamente e modelos hidrológicos aplicada à Amazônia. PROSUL Programa Sul-Americana de Apoio às Atividades de Coorperação em Ciências e Tecnologia 12-14 de Julho de 2009, Manaus/AM.

Hirschi, M., Seneviratne, S. I., And Schär, C. 2006. Seasonal variations in terrestrial water storage for major midlatitude river basins, J. Hydrometeorol., 7(1), 39-60.

Hirschi, M., Viterbo, P., And Seneviratne, S. I. 2006. Basin-scale water-balance estimates of terrestrial water storage variations from ECMWF operational forecast analysis, Geophys. Res. Lett., 33(21), L21401, doi:10.1029/2006gl0276509.

Hodnett MG, Vedrame I, Oyama MD, Marques Filho ADeO, Tomasella J. 1997. Soil Water storage and groundwater behavior in a catenary sequence beneath Forest in central Amazonia. II. Floodplain water table behavior and implications for streamflow generation. Hydrology and Earth System Sciences 1:279-290.

Lesack LFW. 1993. Water balance and Hydrologic characteristic of a rainforest catchment in the central Amazon basin. Water Resources Research 29: 759-773.

Kaiser, I. M. Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos. Tese (Doutorado) _ Escola de Engenharia de São Carlos (EESC), 2006.

Leooldo, P.L.: O cilco Hidrológico em bacias experimentais da Amazônia central. P. 87-117, 2000, in Amazônia: Um Ecossistema em transformação. Eds. E. Salati, M. L.Absy, R. L. Victoria. INPA, Manaus, 2000.

Lucas, Edmundo Wallace Monteiro. 2007. Aplicação de modelos hidrológicos determinísticos e estocásticos mensais na bacia hidrográfica do Xingu-Pará. Dissertação em Mestrado em Meteorologia – Universidade de Campina Grande, Campina Grande.

Marengo J.1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. International Journal of Climatology 12, 853-863.

Marengo J. A. 2003. Soares R.W. Impacto das Mudanças Climáticas no Brasil e Possíveis Futuros Cenários Climáticos: Síntese do terceiro relatório do IPCC. Clima e Recursos Hídricos no Brasil. 348.

Marengo J., Tomasella, J., Uvo, C. 1998. Long-term stream flow and rainfall fluctuation in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwest Peru. Journal of Geophysical Research, 103, 1775-1783.

Marengo, J.A.; Miller, J.R.; Russell, G.L. 1994. Rosenzweig, C.E.; Abramopoulos, F. Calculations of river-runoff in the GISS GCM – impact of a new land-surface parameterization and river routing model on the hydrology of the Amazon River. Climate Dynamics, v. 10, p. 349-361.

Marengo, J.A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade-caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. P.214. Brasília: ministério do Meio Ambiente, 2007.

Marengo, J.A.; Nobre, C.A,; Tomasella, J.; The drought of Amazonia in 2005. Journal of Climate, Boston, v.21, n.3, p.495-516, 2008.

Marques, J., Salati, E., And Santos, J.: Cálculo da evapotranspiração real na bacia Amazônica através do método aerológico. Acta Amazônica, 10, 357-361, 1980.

Matsuda, Kooiti; Jianqing Xu, Ken Motoya. 2006.Climatology of soli wetness and terrestrial water storage: Comparison Between model results and observational data. Frontier Research Center for Global Change. JAMSTEC, Yokohama, Japan.

Molinier, M., Guyoto, J.Ll., De Oliveira, E., Guimarães, V. & Chaves, A. 1995. Hydrologie Du bassin de I'Amazone. In: proc. Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques, vol. 1, 335-344. PEGI, Paris, France.

Molinier, M., Guyoto, J.Ll., De Oliveira, E., Guimarães, V. 1996. Les regimes hydrologiques de I'Amazone et de sés affluents. L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour Le développement, Paris, Mai 1995. IAHS Publ. 238, 209 – 222.

Neelin, J. D. And Zeng. N. 2000. A quasi-equilibrium tropical circulation model- formulation. Journal Atmosphere Sci, 57, 1767-1796

Ngo-Duc, T., K.Laval, J. Polcher, A. Lombasrd, A. Cazenave. 2005. Effects of land water storage on the global mean sea level over the last half century.GRL revised version.

Nepstad, D.C., And Coauthors. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forest and pasture. Nature, 372, 666-669.

Niu, G.-Y., And Z,- L. Yang, Dickinson, R E., Gulden, L E ., And H. Su . 2007. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data, j. Geophys. Res., 112, D07103, doi: 10.1029/2006JD007522.

Nortcliff S and Thornes JB. 1984. Floodplain response of a small tropical stream. In Catcmente Experiments in Fluvial Geomorphology, Burt TP, Walling DE (eds). Geo Books: Norwich, UK; 73-85.

Oleson, K.W., G.-Y. Niu, Z-L. Yang, D.M Lawrence, P.E. Thornton, P.J. Lawrence, R. Stockli, R.E. Dickinson, G. B. Bonan, S. Levis, A. Daí, and T. Qian. 2008. Improvements to the Community Land Model and their impacto n the hydrological cycle. Journal of Geophysical Research, vol.113, GO1021, dói:10.1029/2007jg000563,2008

Pimentel da Silva, L. e Ewen, J., 2000, "Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias". *Revista Brasileira deRecursos Hídricos*, v.5, n. 4, pp. 81-92.

Porto, R. M. Hidráulica Básica. 2ª ed. São Carlos: Edição EESC/USP. 2003.

Ramillien, G. Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, Earth and Planetary Science Letters, n. 235, p.283-301, 2005.

Ramillien, G., A. Cazenave, C. Reigber, R. Schmidt, And P. Schwintzer. 2009. Recovery of global time variations of surface water mass by GRACE geoid inversion, in Gravity, Geoid and Space Missions, Int. Assoc. Geod. Symp. Ser., vol.129, pp. 310-315, New York.

Rasmusson e Carpenter. 1983. Monthly Weather Review.

Ribeiro Neto, Alfredo. Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira [Rio de Janeiro] 2006. XVII, 178 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2006) Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

Richey, J.E.: Meade, R.H.: Salati. E.; Devol. A.H.; Nordin, C.F,; Santos, U. dos. 1986. Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon river: 1982-1984. Water Resources Research, 22 (5 756-764).

Rodell M.; Famiglietti Js, Chen J, Seneviratne Si, Viterbo P, Holl S, Wilson C.R. 2004. Basin Scale estimates of evaporation using GRACE and other observations. Geophys Res Lett 31:L20504doi:10.1029/2004GL0256873.

Ropelewski e Halpert. 1987. Monthly Weather Review.

Ropelewski e Halpert . 1989. Cold episode sources, Journal of Climate. Climate Diagnostics Bulletin.

Rohter, L. 2005. Record drought cripples life along the Amazon, The New York Times, December 11. (Available at http://www.nytimes.com/2005/12/11/international/americas/11amazon.html).

Seneviratne, S. I., P. Viterbo, D.Luthi, And C. Schar. 2004. Infering changes in terrestrial water storage using ERA – 40 reanalysis data: The Mississippi River basin. J. Climate, 17, 2039-2057.

Tapley Bd, Bettadpur S, Ries Jc, Thompson Pf & Watkins Mm. 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth System. Science, 305(5683): 503–505.

Tomasella, J.; Hodnett, M.G.; Cuartas, L.A.; Nobre, A.D.; Waterloo, .J.; Oliveira, S.M. 2007. The water balance of an Amazonia microcatchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. Hydrological Processes, v. 21, doi:10.1002.

Tucci, C.E.M. 1993. Hidrologia –GL Ciência e Aplicação, Porto Alegre, Ed. da Universidade, ABRH, EDUSP.

Vaz de Almeida, Flávio Guilherme. 2009. Tese apresentada à Escola Politécnica da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Doutor em Engenharia. Variação temporal do campo gravitacional detectada pelo satélite GRACE: Aplicação na bacia Amazônica. São Paulo.

Villela, S. M.; Mattos, A. 1975. Hidrologia aplicada. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 245p.

Vörösmarty, C.J.; Moore Iii, B.; Grace, A.L.; Gildea, M.P.; Melillo, J.M.; Peterson, B.J.; Rastetter, E.B.; Steudler, P.A. 1989.Continental scale models of water balance and

fluvial transport: an application to South America. Global Biogeochemical Cycles, v. 3, p. 241-265.

Zeng, N.; Jin-Ho Yoon, Annarita Mariotti, Sean Swenson. 2008. Variability of Basin-Scale Terrestrial Water storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the Mississippi. Journal of Climate, volume 21, páginas 248-264, DOI: 10.1175/2007cli1639.1

Zeng, N.; Jin-Ho Yoon, Jose A Marengo, Ajit Subramaniam, Carlos A Nobre, Annarita Mariotti And J David Neelin. 2007. cause and impacts of the 2005 Amazon drought. Enviromental Research letters doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.

Zeng, N. And C. Chou. 2000. A quasi-equilibrium tropical circulation model- Implementation and simulation. Journal Atmosphere Sci, 57, 1767-1796

Zeng, N. 1999. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. J. Geophys. Res., 104, 9097-9106.

Zeng, N. 1998.Understanding climate sensitivity of tropical deforestation in a mechanistic model. Journal of Climate, v. 11, p. 1969-1975.

Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki. 2004. Time- variable gravity from GRACE: First results, Geophys. Res. Lett., 31, L11501, dói 10.1029/2004GL019779.

Wagner R. S.; Jose A. Marengo. 2007. Utilização de projeções Climáticas de Utilização de cenários do IPCC na caracterização de uma possível mudança climática no Brasil: Aspectos de Clima e Regime Hídrico.

Yeh, P.J.F., And E.A.B. Eltahir. 2005. Represetantion of water table dynamics in a land surface scheme, Part I: Model developmente, J. Clim., 18(12), 1861-1880.

Yu, Z.; Lakhtakia, M.; Yarnal, B.; White, R.; Miller, D.; Frakes, B.;Barron, E.; Duffy, C.; Schwartz, F. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system. Journal of Hydrology, v. 218, p. 72_91, 1999.