

RENATO OLIVEIRA DA SILVA JÚNIOR

RESPOSTA HIDROLÓGICA DEVIDO ÀS MUDANÇAS NO
USO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO ITACAIÚNAS (BHRI) –
AMAZÔNIA ORIENTAL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária da Amazônia Oriental, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Ciências Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha

Coorientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho

Belém

2017

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Silva Júnior, Renato Oliveira da, 1965-

Resposta hidrológica devido às mudanças no uso do solo e cobertura vegetal na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) – Amazônia Oriental / Renato Oliveira da Silva Júnior. – 2017.

136 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Edson José Paulino da Rocha

Coorientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2017.

1. Hidrologia - Amazônia. 2. Vegetação dinâmica - Amazônia. 3. Solo - Uso - Amazônia. 4. Bacias hidrográficas - Amazônia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.4809811

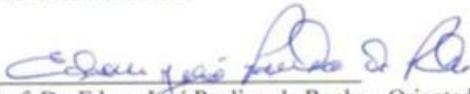
RENATO OLIVEIRA DA SILVA JÚNIOR

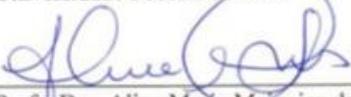
**RESPOSTA HIDROLÓGICA DEVIDO ÀS MUDANÇAS NO USO DO SOLO E
COBERTURA VEGETAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITACAIÚNAS
(BHRI) - AMAZÔNIA ORIENTAL**

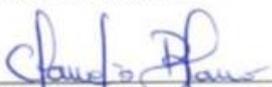
Tese apresentada para obtenção do grau de Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e EMBRAPA – Amazônia Oriental. Área de concentração em Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

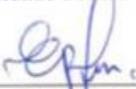
Data de aprovação: 11 / 08 / 2017

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha - Orientador
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará


Prof.ª Dra. Aline Maria Meiguins de Lima - Membro
Doutora em Desenvolvimento Sustentável do Trópico
Úmido
Universidade Federal do Pará


Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco - Membro
Doutor em Ciências da Água
Universidade Federal do Pará


Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza - Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará


Prof. Dr. Lindemberg Lima Fernandes - Membro
Doutor em Desenvolvimento Sustentável do Trópico
Úmido
Universidade Federal do Pará

À minha esposa Theresa pelo longo e bom caminho trilhado juntos. À minha filha Jade pelo olhar de carinho que sempre me renova, ao Calvin que tem me ensinado que as coisas têm o seu devido tempo, e ao “Jack”.

AGRADECIMENTOS

Desde o início deste projeto de pesquisa eu tinha uma única certeza: Não conseguiria obter êxito se o fizesse de forma solitária. Seria necessária a ajuda de muitas pessoas. Então, foi dessa forma que conseguimos chegar ao final desta etapa com a conclusão da Tese de Doutorado que reúne contributos de várias pessoas. Volto a reiterar tal afirmação, com a certeza de que esta nunca foi tão verdadeira quanto agora. Desde o início do doutorado, contei com a confiança e o apoio de inúmeras pessoas e instituições. *Portanto, muito obrigado a todos.*

Aproveito a oportunidade para fazer um agradecimento especial:

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (PPGCA-IG-UFPA) pela oportunidade de aprendizado, desenvolvimento e crescimento profissional.

Ao Roberto Dall'Agnol que me proporcionou a oportunidade de ingressar no Instituto Tecnológico Vale (ITV), ser o Coordenador Técnico do Projeto Itacaiúnas e apoiar minha candidatura ao processo seletivo para o Doutorado no PPGCA.

Ao Professor Doutor Luiz Carlos de Lima Silveira (*In memoriam*), ex-Diretor Científico do ITV, por apoiar minha candidatura ao processo seletivo ao Doutorado e permitir ausentar-me do ITV para cumprir os créditos curriculares exigidos pelo PPGCA-IG-UFPA.

Ao ITV pela oportunidade de realizar esta pesquisa em paralelo as atividades do Projeto Itacaiúnas tornando, assim, possível, conciliar minhas tarefas de projeto e acadêmicas.

Ao atual Diretor Científico do ITV, José Oswaldo Siqueira, pelas contínuas instigações à conclusão desta pesquisa.

Ao meu orientador Edson José Paulino da Rocha pela oportunidade e tranquilidade dispensada. Agradeço o apoio, a partilha do saber e as contribuições para o trabalho.

Ao meu co-orientador e amigo Pedro Walfir Martins e Souza-Filho por me acompanhar nesta jornada, por indicar, em muitos momentos, o melhor caminho a seguir e por estimular minha confiança e interesse no processo de aprendizado.

A atual Coordenadora do PPGCA, Aline Meiguins. Talvez uma das pessoas que mais cobrou a conclusão desta etapa em minha vida. Muito obrigado.

Aos Professores Everaldo Barreiros e Joaquim Queiroz pela ajuda e participação direta na produção de conhecimento científico materializado na forma de dois artigos aceitos para publicação em revistas indexadas.

No ITV tive a oportunidade de interagir e receber a ajuda de muitos pesquisadores, a todos eles quero expressar minha eterna gratidão. Vou tentar enumerar o maior número possível destes, correndo o risco de esquecer alguém e, por isso, ser penalizado, mas vamos

lá: Alessandro Leite, Alexandra Tavares, Antonio Furtini, Aroudo Mota, Cleidson Souza, Clovis Maurity, Diogo Santos, Douglas Ferreira, Gustavo Pessin, Jorge Santos, Marcio Sousa, Nelson Carvalho, Prafulla Sahoo, Ronnie Alves, Schubert Carvalho, Tasso Guimarães, Wilson Nascimento Jr. e Valente Matlaba.

Sou grato também ao pessoal do setor administrativo do ITV, os quais tornaram possível o suporte às muitas atividades de campo: Alene Cativo, Ana Cristina, Carla Clemente, Celso Oliveira, Claudia Matos, Emiliano de Paula, Eline Veras, Keyla Silva, Leonardo Brito, Marcos Vilaça, Nisa Gonçalves, Rogerio Lara e Samara Cruz.

E como não poderia deixar de ser, aos meus familiares, pai, mãe e irmãos pelo incentivo e reconhecimento recebido ao longo destes anos.

Finalmente, deixo o meu profundo agradecimento a todas aquelas pessoas que contribuíram para a concretização desta Tese, estimulando-me intelectual e emocionalmente.

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”.

(Marthin Luther King)

RESUMO

Este estudo objetivou analisar como, quando e o quanto as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal influenciaram o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental, nos últimos 40 anos (1973-2013). As principais mudanças de uso e cobertura do solo na bacia neste período foram as significativas reduções da floresta nativa, aumento acentuado da área de pastagem e crescimento das áreas urbanas. Considerando a necessidade de quantificar as principais entradas (precipitação) e saídas (vazão) do balanço hídrico da bacia, foi realizada a *estimativa de precipitação e vazões médias para a bacia hidrográfica*, que representa o Manuscrito 1 aceito para publicação pela Revista Brasileira de Geografia Física (RBGF). Neste artigo foi analisada a relação entre os dados observados de precipitação de sete estações meteorológicas e aqueles resultantes de interpolação realizada pelo *Climate Prediction Center* (CPC), no período de 1986-2005. Utilizando os métodos de correção pela área de drenagem e de padronização de vazões médias, as vazões estimadas foram comparadas com vazões medidas (1985-1995). Os resultados de precipitação mostraram-se compatíveis com o comportamento sazonal da região, cuja correlação entre dados observados e interpolados demonstraram que estes representam bem a variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI. Constatou-se uma tendência de incremento na precipitação de leste para oeste, cujo comportamento pode estar associado a densa cobertura florestal que compõe o mosaico de Unidades de Conservação (UC's), combinado com altitudes elevadas (600-800 m) da Serra de Carajás. A análise das vazões calculadas mostrou resultados consistentes com o comportamento sazonal das curvas de vazão dentro do ano hidrológico. Embora os métodos utilizados tenham apresentado resultados diferenciados em termos absolutos, as curvas das vazões calculadas acompanham o comportamento da curva das vazões medidas. No Manuscrito 2, *Three decades of reference evapotranspiration estimate for a watershed in the eastern Amazon*, aceito para publicação nos Anais da Academia Brasileira de Ciências (ABC), foi estimada a taxa de evapotranspiração de referência (ET_o) para a bacia e medida a acurácia de oito equações empíricas usando dados mensais (1980-2013). Os métodos de Turc e Penman-Monteith apresentaram os melhores resultados. A radiação solar e a temperatura média mostram-se ser os *drivers* principais, enquanto a umidade relativa e a velocidade do vento têm um impacto muito menor. A variabilidade temporal e espacial apresenta forte estacionaridade, aumento no período seco e diminuição no período úmido. As análises estatísticas indicaram que não há correlação entre os resíduos das estações e que os parâmetros físicos explicam as variações da ET_o. Finalmente, o 3º Manuscrito, em fase final de preparação, apresentou a resposta do balanço hídrico às alterações no uso e cobertura do solo na amazônia oriental durante as últimas três décadas. Neste, foram elaborados mapas de textura de solos combinados às classes de uso do solo em cada década, estimados os valores de CN (Número da Curva), do armazenamento de água no solo (S) e da variação no armazenamento (ΔS). O comportamento das componentes do balanço hídrico {Precipitação (P), Evapotranspiração Potencial (E_o), Evapotranspiração Real (E) e ΔS } devido as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal, foram analisadas segundo o modelo de Budyko, nas escalas anual e mensal, como uma função dos índices de aridez e evaporativos sazonais. Os valores sazonais foram agregados para quantificar a variabilidade interanual das mudanças

na evaporação e no armazenamento. A sazonalidade das chuvas e a dinâmica sazonal do armazenamento foram incorporados diretamente ao modelo desenvolvido, o que permitiu compreender quais são os fatores de controle dominantes sobre o balanço hídrico. Na última década (2013) o remanescente de cobertura florestal é de apenas 48,91%, por sua vez, a cobertura formada por pasto é de 50,47%. A capacidade de armazenamento de água no solo decresce continuamente atingindo 8,1%. Os resultados mostram uma tendência aproximadamente linear cujos pontos ultrapassam o "limite de água" ($E_o/P > 1$) e excedem o "limite de energia", representando anos secos com valores mais elevados de $EP/(P - \Delta S)$, nos quais o armazenamento anual do solo fornece um suprimento complementar para a E anual. Embora a BHRI não se enquadre em uma situação de baixa disponibilidade hídrica, suas características pedológicas e de capacidade de armazenamento indicam tendência crescente nas taxas de escoamento ($CN > 72$) e baixa capacidade para armazenar água.

Palavras chave: Cobertura Vegetal. Uso do Solo. Bacia Hidrográfica. Resposta Hidrológica. Amazônia Oriental.

ABSTRACT

This study aimed to analyze how, when and how changes in soil use and vegetation cover influenced the hydrological behavior of the Itacaiúnas river watershed (IRW), Eastern Amazonia, during the last 40 years (1973-2013). The main land use and cover changes in the basin in this period were the significant reductions in native forest, marked increase in pasture area and growth in urban areas. Considering the need to quantify the main inputs (precipitation) and outflows (flow) of the basin's water balance, an estimation of precipitation and average flows for the basin was made, which is Manuscript 1 accepted for publication by the Brazilian Journal of Physical Geography (RBGF). In this paper the relationship between observed precipitation data from seven meteorological stations and those resulting from interpolation performed by the Climate Prediction Center (CPC) in the period 1986-2005 was analyzed. Using the methods of correction by the drainage area and standardization of medium flows, the estimated flows were compared with measured flows (1985-1995). The precipitation results were compatible with the seasonal behavior of the region, whose correlation between observed and interpolated data showed that these represent well the space-time variability of precipitation in the IRW. It was observed a tendency of increase in the precipitation from east to west, whose behavior may be associated with dense forest cover that composes the mosaic of Conservation Units (UC's), combined with high altitudes (600-800 m) of Serra de Carajás. The analysis of the calculated flows showed results consistent with the seasonal behavior of the flow curves within the hydrological year. Although the methods used presented different results in absolute terms, the calculated flow curves follow the behavior of the measured flow curve. In Manuscript 2, Three decades of reference evapotranspiration estimate for a watershed in the Eastern Amazon, accepted for publication in the Annals of the Brazilian Academy of Sciences (ABC), the reference evapotranspiration rate (ET_0) for the basin was estimated and the accuracy of eight empirical equations using monthly data (1980-2013). The Turc and Penman-Monteith methods showed the best results. Solar radiation and average temperature are shown to be the main drivers, while relative humidity and wind speed have a much smaller impact. The temporal and spatial variability presents strong stationarity, increase in the dry period and decrease in the wet period. Statistical analysis indicated that there is no correlation between station waste and that physical parameters explain ET_0 variations. Finally, the 3rd Manuscript, in the final phase of preparation, presented the water balance response to changes in soil use and cover in the eastern Amazon during the last three decades. In this paper, soil texture maps combined with soil use classes in each decade were estimated, estimating the values of CN (Curve Number), soil water storage (S) and storage variation (ΔS). The behavior of the water balance components {Precipitation (P), Potential Evapotranspiration (E_0), Real Evapotranspiration (E) and ΔS } due to changes in soil use and vegetation cover were analyzed according to the Budyko model, at annual and as a function of seasonal aridity and evaporative indices. Seasonal values were aggregated to quantify the interannual variability of changes in evaporation and storage. The seasonality of rainfall and the seasonal dynamics of storage were directly incorporated into the developed model, which allowed us to understand which are the dominant control factors on the water balance. In the last decade (2013) the remaining forest cover is only 48.91%, in turn, the cover formed by pasture is 50.47%. The capacity of

water storage in the soil decreases continually reaching 8.1%. The results show an approximately linear tendency whose points exceed the "water limit" ($E_o / P > 1$) and execute the "energy limit", representing dry years with higher values of $PE / (P - \Delta S)$, in which annual soil storage provides a complementary supply for annual E. Although the IRW does not fit into a situation of low water availability, its pedological and storage capacity characteristics indicate an increasing trend in flow rates ($CN > 72$) and low capacity to store water.

Keywords: Land Cover. Land Use. Watershed. Hydrologic Response. Eastern Amazon.

Lista de Ilustrações

Figura 2. 1. Bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas destacando os principais rios (linhas em azul).....	23
Figura 2. 2. Componentes principais do ciclo hidrológico.....	25
Figura 2. 3. Componentes do balanço da água no solo considerando o declive do terreno.	26
Figura 2. 4. Modificações no escoamento e evapotranspiração devido ao desmatamento numa bacia no sul da África.	27
Figura 2. 5. Resposta hidrológica local e regional ao desmatamento.....	28
Figura 2. 6. Escoamento na bacia. A) áreas de infiltração e escoamento sub superficial; B) processos Hortonianos.	29
Figura 2. 7. Relação entre a evapotranspiração média anual (E) e precipitação média anual (P) para a bacia do Tocantins.....	30
Figura 2. 8. Vazão média (Q) para os períodos 1 e 2 do Rio Tocantins em Porto Nacional. O pico do período 2 é de um mês antes do pico do período 1 consistente com uma superfície menos protegida.	31
Figura 2. 9. Representação de um modelo hipotético.	32
Figura 3. 1. Variação temporal e espacial do uso e cobertura do solo da BHRI nos anos 1973, 1984, 1994, 2004 e 2013. O polígono com linha preta define as terras indígenas e áreas protegidas ambientais.....	35
Figura 3. 2. Evolução da conversão da floresta em pastagem (1973,1984, 1994, 2004 e 2013) e aumento da vazão no exutório da bacia, em valores médios decadais.	37
Figura 3. 3. Valores médios decadais de temperatura do ar (TMED) e umidade relativa (RH) de 1973 a 2013.	37
Figura 3. 4. (a) Comportamento dos valores médios de precipitação oriundas de estações terrestres (PREC) e de valores interpolados (CPC PREC); (b) Comportamento da vazão (DISC) e nível de água (WLEV) referentes a estação Fazenda Alegria. As unidades para cada variável são mostradas no eixo y.....	38
Figura 3. 5. Mapa de textura de solos da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas.	39
Figura 4. 1. Bacia hidrográfica do Rio Itacaiúnas destacando os principais rios (linhas em azul). Localização das estações Pluviométricas: Pluv_1-Km-60/PA-150; Pluv_2-Fazenda Surubim; Pluv_3-Fazenda Santa Elisa; Pluv_4-Eldorado; Pluv_5-Fazenda Caiçara; Pluv_6-Serra dos Carajás e Pluv_7-Projeto Tucumã; e Fluviométricas: Fluv_1-Fazenda Rio Branco e Fluv_2-Fazenda Alegria.....	46
Figura 4. 2. Distribuição da precipitação média mensal ao longo do ano com dados interpolados do CPC do período de 1986-2005. A linha contínua horizontal representa a média (148,8 mm) das médias mensais de precipitação para o período. As barras em branco indicam os meses com precipitação acima da média (período chuvoso). Em cinza (período de transição) e, em preto (período seco), os meses abaixo da média.	51
Figura 4. 3. Comportamento temporal da precipitação média mensal entre os valores interpolados pelo CPC e as estações pluviométricas distribuídas na BHRI.	52
Figura 4. 4. Comportamento das vazões médias mensais observadas e imputadas para a série histórica da estação Fazenda Alegria.	54
Figura 4. 5. Vazões mensais estimadas pelo método da razão da área de drenagem (A e B) e pelo método de Hirsch (C e D) para as sub bacias dos rios: Cateté e Tapirapé (A e C), e Itacaiúnas,	

Parauapebas e Vermelho (B e D), sendo a Fazenda Alegria a estação de referência (linha contínua em preto), no período de 1986 a 2005, na BHRI.	57
Figura 4. 6. (A) Valores estimados para a sub bacia Parauapebas e observados para a estação Fazenda Rio Branco, e (B) Modelos ajustados para as vazões estimadas pelo método da Área (A) e método de Hirsch (H) e para as vazões observados na Fazenda Rio Branco (B), representados pelas linhas vermelha, azul e preta, respectivamente.	59
Figura 5. 1. Location map of the Itacaiúnas River Watershed (IRW), showing the contrast in vegetation between protected areas and areas dominated by pastures.	69
Figura 5. 2. Comparison between the behavior of rainfall and ETo, expressed in mm.d ⁻¹ , obtained via eight empirical methods for the IRW throughout the year for 1980–2013. Rain = Rainfall; PM = Penman-Monteith; TH = Thornthwaite; HM = Hamon; HS = Hargreaves-Samani; CAM = Camargo; PT = Priestley-Taylor; TC = Turc; KF = Kharrufa.	75
Figura 5. 3. Mean monthly ETo values for the Marabá station, in mm.d ⁻¹ , for 1980–2013. The continuous line indicates the FAO Penman-Monteith method (PM-FAO56); TH = Thornthwaite; HM = Hamon; HS = Hargreaves-Samani; CAM = Camargo; PT = Priestley-Taylor; TC = Turc; KF = Kharrufa.	76
Figura 5. 4. Behavior of ETo, in mm.d ⁻¹ , and solar radiation (R _s), in MJ m ² . d ⁻¹ , throughout the year at IRW for 1980–2013.	78
Figura 5. 5. - a) Histogram with normal distribution of the residuals of the fitted ETo model for the IRW, and b) observed and expected probabilities of the ETo model for the IRW.	80
Figura 5. 6. a) Histogram with normal distribution of the residuals; b) observed and expected probabilities of the fitted ETo model for the IRW.	82
Figura 6. 1. Representação da variação temporal e espacial da cobertura da terra e uso do solo na BHRI em 2013. Os polígonos definem os limites das terras indígenas e das unidades de conservação. No extremo nordeste, situa-se a estação meteorológica Marabá.	94
Figura 6. 2. Relação entre o Número da Curva (CN) e o armazenamento de água no solo (S).	104
Figura 6. 3. Evolução do processo de conversão da floresta em pasto ao longo das décadas combinada com as texturas de solos identificadas para a BHRI (1984-2013).	105
Figura 6. 4. Variabilidade temporal da ET _o para a BHRI pelo método de Turc (TC) e para a estação Marabá pelo método de Penman-Monteith (PM) no período de 1980-2013. Em verde, a linha de tendência.	106
Figura 6. 5. Acumulados médios mensais de precipitação ao longo dos períodos estudados: linha pontilhada: 1980-1989, traços médios: 1990-2006, e linha contínua: 2007 -2013.	107
Figura 6. 6. Evapotranspiração potencial (E _o) em valores médios mensais para cada período. Linha pontilhada: 1980-1989, traços médios: 1990-2006, e linha contínua: 2007-2013.	107
Figura 6.7. Comportamento da Precipitação (P), Evapotranspiração Potencial (E _o) e Evapotranspiração Real (ET) de longo período (anual), estimadas pelas equações de (a) Schreiber (1904), (b) Pike (1964) e (c) Budyko (1974). As linhas pontilhadas representam as tendências para cada parâmetro.	110
Figura 6. 8. Curva de Budyko mostrando a relação entre o índice evaporativo (I _e = ET/P) e o índice de aridez (I _a = E _o /P) na escala anual para diferentes valores do coeficiente de água disponível para a vegetação (w) na BHRI (1980-2013). Onde: ET é a evapotranspiração real; P a precipitação e E _o a evapotranspiração potencial.	111
Figura 6. 9. Comparação entre as curvas e as relações empíricas desenvolvidas para para coberturas florestadas e gramadas. Onde: Eq. (7) referem-se as curvas obtidas por Zhang et al. (2001) para	

floresta (superior) e grama (inferior); HSR(f) e HSR(g) curvas obtidas por Holmes e Sinclair (1986) e Turner (1991) para floresta (f) e grama (g), respectivamente..... 112

Figura 6. 10. Variações mensais no armazenamento de água no solo para os meses úmidos (ΔS_w) e secos (ΔS_s). A linha tracejada em preto representa a variação média anual do armazenamento de água no solo da BHRI. Setas: Vermelha = El Niño Forte e moderado; Azul = La Niña Forte e moderada. 113

Figura 6. 11. Índice de evaporação sazonal [$I.E. = E/(P - \Delta S)$] versus índice de aridez sazonal [$I.A. = E_p/(P - \Delta S)$] para a BHRI no período de 1980-2013. Para o cálculo de E utilizou-se a equação de Schreiber (A), Pike em (B) e Budyko em (C). As linhas contínuas representam os limites estabelecidos pelo modelo de Turc-Pike. 116

Figura 7. 1. Representação esquemática da resposta hidrológica local e regional às mudanças no uso do solo e cobertura vegetal na BHRI nos últimos 34 anos. Legenda: P (mm/yr) – Precipitação; ET_o (mm/yr) – Evapotranspiração potencial; GR – Escoamento subsuperficial; R – Escoamento superficial; Q (m^3/s) – Somatória entre GR + R medido como Vazão; F (%) – Floresta; P (%) – Pasto; S (%) – Armazenamento de água no solo. 123

Figura 7.2. Transição no regime convectivo dominante com escalas crescentes de desmatamento. a) No período inicial, a convecção sobre a região desmatada é aumentada apenas pelo gatilho térmico. b) No período atual, as variações horizontais da rugosidade superficial resultam em uma supressão da convecção no setor contra o vento e no aumento da convecção no setor a favor do vento. 125

Lista de Tabelas

Tabela 2. 1. Médias de longo período das variáveis hidrológicas a montante da bacia do rio Tocantins em Porto Nacional (To). Legenda: P é precipitação, Q é vazão, ET é evapotranspiração ($P - Q$), e C é o coeficiente de escoamento (Q/P).	30
Tabela 2. 2. Relação entre áreas de aplicação e modelos hidrológicos.	33
Tabela 3. 1. Tipos e ocorrências de solos hidrológicos identificados para a BHRI.	40
Tabela 4. 1. Totais anuais, concentração média dos percentuais de chuva e extensão dos períodos chuvoso, seco e de transição para as estações pluviométricas utilizadas.	47
Tabela 4. 2. Médias mensais de vazões (m^3/s) observadas e imputadas para a estação Fazenda Alegria (1986-2005).	54
Tabela 4. 3. Áreas de drenagens e as razões entre as áreas de drenagem das sub bacias da BHRI. A_i é a área da bacia de interesse e A_j é a área da bacia adotada como referência.	55
Tabela 4. 4. Médias mensais de vazões (m^3/s) estimadas pelo método de razão de áreas de drenagens e pelo método de Hirsch no período de estudo (1986 a 2005), na BHRI.	56
Tabela 4. 5. Estatísticas descritivas e erros para as vazões mensais (m^3/s) estimadas das sub bacias da BHRI.	56
Tabela 4. 6. Vazões médias mensais (m^3/s) medidas na estação Fazenda Rio Branco na sub bacia do rio Parauapebas no período de 04/1985 a 08/1995.	58
Tabela 5. 1. Empirical methods used to estimate the ETo of the IRW and the Marabá station.	72
Tabela 5. 2. Summary of the estimates and statistical tests of the ETo models for the IRW (N = 408).	79
Tabela 5. 3. Summary of the estimates and statistical tests of the ETo models for the Marabá station (N = 34).	81
Tabela 6. 1. Equações utilizadas para estimativa da evapotranspiração real anual.	97
Tabela 6. 2. Número da Curva (CN) e o armazenamento (S) obtidos para a BHRI. Também, são apresentados os percentuais de cobertura e mudanças no uso do solo ao longo das décadas.	104
Tabela 6. 3. Dados anuais observados e calculados para a BHRI no período de 1980-2013.	108
Tabela 6. 4. Índices de Aridez (IA) e Evaporativo (IE) sazonais para a BHRI (1980-2013).	115

Lista de Abreviaturas e Siglas

ABC	Academia Brasileira de Ciências
ANA	Agência Nacional de Águas
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BC	Blaney-Criddle
BHRI	Bacia Hidrográfica do Rio Itacaiúnas
CAM	Camargo
CN	Número da Curva
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPC	Climate Prediction Center
D	Descarga de rio
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo
DW	Durbin-Watson autocorrelation test
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
E_o	Evapotranspiração Potencial
ESRI	Environmental Systems Research Institute
ET	Evapotranspiração Real
ET_o	Evapotranspiração de referência
EUA	Estados Unidos da América
F	Fisher's test
Fluv_1	Estação Fluviométrica da Estação Fazenda Rio Branco
Fluv_2	Estação Fluviométrica da Estação Fazenda Alegria
GrADS	Grid Analysis and Display System
HM	Hamon
HS	Hargreaves e Samani
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IM	Imputação múltipla
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IRW	Itacaiúnas River Watershed
ITV DS	Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável
KF	Kharrufa
KS	Kolmogorov-Smirnov test of normality

LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LULC	Land Use and Land Cover
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OLS	Ordinary Least Squares
P	Precipitação
Pluv_1	Estação Pluviométrica da Estação Km-60/PA-150
Pluv_2	Estação Pluviométrica da Estação Fazenda Surubim
Pluv_3	Estação Pluviométrica da Estação Fazenda Santa Elisa
Pluv_4	Estação Pluviométrica da Estação Eldorado
Pluv_5	Estação Pluviométrica da Estação Fazenda Caiçara
Pluv_6	Estação Pluviométrica da Estação Serra dos Carajás
Pluv_7	Estação Pluviométrica da Estação Projeto Tucumã
PM	Penman-Monteith
PT	Priestley-Taylor
Q	Vazão média
R	Rendimento total de água
RH	Relative air humidity
Rs	Solar radiation
S	Armazenamento
SCS	Soil Conservation Service
SIG	Sistema de Informação Geográfico
TC	Turc
TH	Thorntwaite
Tmax	Maximum air temperature
Tmean	Mean air temperature
TMED	Temperatura do ar
Tmin	Minimum air temperature
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UC's	Unidades de conservação
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

Lista de símbolos

\sim	Aproximadamente
$\Delta\Theta$	Variação do estoque de água no solo
ε	Erro
$\beta_0, \beta_1, \beta_2, \beta_3$	Ordem das variáveis <i>dummy</i>
γ	Psychrometric constant
Δ	Slope of the vapor saturation pressure curve
λ	Latent heat of vaporization
β	Climate elasticities
β_0	Independent term
β_1	Mean air temperature
β_2	Solar radiation
β_3	Relative air humidity
β_4	Wind velocity
ΔS	Variação no armazenamento de água do solo
ΔS_m	Mudança de variação mensal no armazenamento de água no solo
φ ou \emptyset	Índice de aridez
∞	Infinito
ν	Parâmetro que representa os efeitos de outros fatores da bacia tais como vegetação, solo e topografia na partição da precipitação
ν_u	Coefficiente de Turc-Pike para a estação úmida
ν_s	Coefficiente de Turc-Pike para a estação seca
ϕ_u	Limite inferior do índice de aridez para a estação úmida
ϕ_s	Limite inferior do índice de aridez para a estação seca
ΔS_u	Variação no armazenamento de água do solo para as estação úmida
ΔS_s	Variação no armazenamento de água do solo para as estação seca

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	REFERENCIAL TEÓRICO	23
2.1	Área de Estudo	23
2.2	Bacia Hidrográfica como Unidade de Planejamento	24
2.3	Uso do Solo e Cobertura Vegetal x Processos Hidrológicos	26
2.4	Modelos Hidrológicos	31
p3	MUDANÇAS NO USO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL NA BHRI	34
3.1	Impactos sobre a Hidroclimatologia devidos às Mudanças no “LULC” na BHRI	35
3.2	Mapeamento das Classes de Uso, Cobertura e Textura de Solos	38
3.3	Número da Curva (CN) e Capacidade de Armazenamento de Água no Solo (S)	40
4	ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO E VAZÕES MÉDIAS PARA A BHRI, AMAZÔNIA ORIENTAL, BRASIL	42
	Introdução	44
	Material e Métodos	45
	Área de estudo	45
	Coleta de dados pluviométricos	47
	Coleta e Análise de dados fluviométricos	48
	Resultados e Discussão	50
	A variação sazonal da precipitação na BHRI	50
	A variação sazonal da vazão na BHRI	53
	Comparação entre vazões estimadas e medidas	58
	Conclusão	60
	Agradecimentos	61
	Referências	61
5	THREE DECADES OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATE FOR A WATERSHED IN THE EASTERN AMAZON	65
	Introduction	67
	Materials and Methods	68
	Study site	68
	Energy balance	70
	Data acquisition and methods for estimating ET_o	70
	Statistical tests	71
	Summary of previous works	73
	Results and Discussion	74
	Monthly ET_o values estimated for IRW	74
	Statistical analysis	77
	Conclusions	82
	Acknowledgments	83
	References	83
6	RESPOSTA DO BALANÇO HÍDRICO ÀS MUDANÇAS NO USO E COBERTURA DO SOLO NA AMAZÔNIA ORIENTAL DURANTE AS ÚLTIMAS TRÊS DÉCADAS	91
	Introdução	92
	Material e Métodos	93
	Área de Estudo	93

	Estimativa das Componentes do Balanço Hídrico da BHRI	95
	Estimativa da Evapotranspiração Potencial (E_o) e Real (ET)	96
	O Sistema de Budyko e o Balanço de Água e Energia na BHRI	97
	Quantificação da Sazonalidade Hidroclimática	98
	Meses Secos e Úmidos	99
	Índices de Aridez Sazonais (A_u e A_s)	100
	Modelo de Budyko na Escala Sazonal na BHRI	101
	Resultados e Discussão	103
	Conclusões	117
	Referências Bibliográficas	117
7	DISCUSSÃO INTEGRADA	123
8	CONCLUSÕES	126
	REFERÊNCIAS	128

1 INTRODUÇÃO

A água disponível no rio é função direta do balanço hídrico na bacia hidrográfica. Portanto, é fundamental a definição dos elementos do ciclo hidrológico e suas variações no tempo e no espaço para caracterizar e entender os aspectos básicos do funcionamento de uma bacia hidrográfica, bem como planejar e gerenciar as mais diferentes formas de uso dos seus recursos hídricos (WHITEHEAD; ROBINSON, 1993; RENNÓ; SOARES, 2000; CARAM, 2010).

As atividades antropogênicas alteram a paisagem, a vegetação, o clima e a composição atmosférica, resultando em mudanças no balanço hídrico terrestre, nos recursos hídricos e nos padrões eco hidrológicos (VAN DER VELDE; VERCAUTEREN; JARAMILLO, 2014; WANG; WANG; FU, 2016). As fortes variações espaciais e temporais na hidrologia são provocadas pela variabilidade dos fatores climáticos, como a precipitação, e pelas mudanças no uso do solo e da heterogeneidade da cobertura da vegetação na bacia hidrográfica (GOLUBEV *et al.*, 2001, RODERICK; FARQUHAR, 2004; HOBBS; RAMÍREZ; BROWN, 2004; SOUZA FILHO *et al.*, 2016).

Pesquisas sobre o papel hidrológico da vegetação têm sido realizadas ao longo de várias décadas (HORTON, 1919; WICHT, 1941; PENMAN, 1963; BOSCH; HEWLETT, 1982; TURNER, 1991). O rendimento regional da água em meso-escala pode ser estimado como a diferença entre a entrada (precipitação) e a saída (evapotranspiração). A caracterização do comportamento do balanço hídrico em várias escalas temporais continua a ser uma tarefa de pesquisa desafiadora. Uma razão para isso é que os papéis dos fatores de controle no particionamento da precipitação variam com a escala temporal. Por exemplo, a intensidade da chuva e a topografia são fatores importantes para o escoamento (DUNNE; BLACK, 1970; BEVEN; KIRKBY, 1979).

Calder (1998) faz uma revisão sobre as percepções de alguns autores sobre as relações entre o uso do solo e a resposta hidrológica em bacias hidrográficas. Para alguns autores as florestas seriam eficazes para manter as vazões nos períodos de estiagem, fornecer água de boa qualidade e, até mesmo, aumentar a precipitação local. Porém, nas últimas décadas, dados sistemáticos de monitoramento, têm evidenciado que o desmatamento pode aumentar as vazões nos períodos de estiagem e até mesmo as vazões médias anuais (BOSCH; HEWLETT,

1982; MC CULLOCH; ROBINSON, 1993). Contudo, o aumento de vazão não significa mais água disponível na bacia. Conforme Andrréassian (2004), especialistas em hidrologia florestal argumentam que algumas funções da vegetação no regime hidrológico são repetidas com base unicamente em mitos e tradições, sem qualquer respaldo de dados científicos. Podem haver situações nas quais a presença da floresta leve a um pequeno aumento na precipitação. Porém, esse pequeno aumento na entrada de chuva quase sempre será mais do que compensado pelo aumento da evaporação, levando a uma redução geral dos recursos hídricos (PEREIRA, 1989).

Então, compreender e quantificar os impactos devidos às alterações nas formas de uso e cobertura da terra sobre as respostas hidrológicas é fundamental para o planejamento de estratégias de manejo de recursos hídricos e uso do solo para adaptação às mudanças e solução de conflitos potenciais envolvendo o uso dos recursos hídricos, especialmente em áreas onde a oferta de água é limitada. Leopoldo, Franken e Villa Nova (1995), demonstraram que na Amazônia central 97% do total precipitado é armazenado temporariamente, não escoando pela superfície, e que aproximadamente 67,6% do precipitado é evapotranspirado. Logo, quanto maior a capacidade evapotranspirativa numa bacia, menor será a vazão anual.

Entretanto, em algumas sub-bacias que compõem esta complexa rede de drenagem regida por diferentes regimes de precipitação, essa observação estabelece um paradoxo hidrológico. Apesar dos elevados índices de precipitação, muitos rios e igarapés em alguns segmentos da Amazônia, a exemplo da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), apresentam um regime intermitente, em virtude da alteração do regime de chuva desta bacia, da reduzida capacidade de armazenamento e regularização de sua rede de drenagem (PINHEIRO *et al.*, 2007).

Assim, no âmbito do Instituto Tecnológico Vale (ITV), a partir de agosto de 2012, foi estruturado o Projeto Itacaiúnas cujo objetivo central pretendia realizar o monitoramento integrado (quantitativo e qualitativo) dos recursos hídricos, estabelecer o controle de qualidade quanto a geração de dados e informações mais consistentes e, fundamentalmente, avaliar os impactos resultantes da dinâmica do uso da terra e o reflexo destas na disponibilidade de água na BHRI, a fim de garantir a sustentabilidade e manutenção dos ecossistemas e das comunidades residentes na área da bacia. Entre 2013 e 2014 foram adquiridos os equipamentos e instaladas oito estações hidrometeorológicas telemétricas formando uma rede de monitoramento com transmissão via satélite. Isto implicou em melhoria na coleta de dados e informações em atendimento aos objetivos do Projeto.

Na sequência, o Projeto Itacaiúnas, através dos trabalhos de Souza Filho *et al.* (2015 e 2016), constataram que as mudanças no uso da terra associada ao desenvolvimento da agropecuária que utiliza grandes áreas substituindo a floresta por pastagens e o aumento das áreas agricultáveis podem resultar em desequilíbrio no regime hidrológico, e ter contribuído para a elevação da temperatura, diminuição da umidade relativa e aumento das vazões médias anuais, resultando na degradação do solo e da água nessas últimas quatro décadas na BHRI.

Este cenário, precisava ser melhor investigado, assim eram necessárias análises mais aprofundadas. Nesse contexto, definiu-se a seguinte hipótese de pesquisa: *as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal influenciaram o comportamento dos parâmetros hidrológicos da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas, especialmente quanto a capacidade de armazenamento de água no solo, as taxas de evapotranspiração e escoamento superficial.*

Assim, esta pesquisa teve como objetivo geral analisar como as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal influenciaram o comportamento hidrológico da BHRI nos últimos 34 anos (1980-2013).

Para alcançar os objetivos descritos acima, testar a hipótese de pesquisa, e apresentar os resultados obtidos, este documento foi dividido da seguinte forma:

O capítulo 1, apresenta uma Introdução Geral sobre os conteúdos e objeto da pesquisa. É apresentada uma abordagem introdutória sobre os conceitos, parâmetros e estudos realizados por diferentes autores no Brasil e no mundo. No capítulo 2, o Referencial Teórico caracteriza a bacia hidrográfica, traz uma revisão da literatura afim ao assunto buscando construir um alicerce mínimo sobre as questões relativas a bacia hidrográfica, mudanças e impactos sobre os processos hidrológicos devido às diferentes formas de uso e intervenção humana. O capítulo 3, apresenta os tópicos, discussões e conclusões principais obtidas por Souza Filho *et al.* (2015; 2016) a partir do conjunto de dados de sensoriamento remoto, mapeamento e detecção (*Land Cover and Land Use - LULC*) ao longo de períodos multi decenais entre 1973 e 2013 na área da BHRI.

Na sequência, considerando a necessidade de quantificar as principais entradas (precipitação) e saídas (vazão) do balanço hídrico para a bacia, o capítulo 4, - *Estimativa de precipitação e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) – Amazônia Oriental – Brasil*, representa o Manuscrito 1 aceito para publicação pela *Revista Brasileira de Geografia Física (RBGF)*, no qual discute-se a relação entre os dados observados de precipitação de sete estações terrestres e os dados de interpolação realizados pelo *Climate*

Prediction Center (CPC) para a área da BHRI durante o período de 1986-2005, bem como a aplicação de metodologias para estimar as vazões médias mensais nas sub-bacias a partir de uma única estação de referência (Fazenda Alegria) situada em seu exutório.

Após terem sido estimadas as médias mensais de precipitação e vazão, o capítulo 5 - *Three decades of reference evapotranspiration estimate for a watershed in the eastern Amazon*, que representa o Manuscrito 2, aceito para publicação nos Anais da Academia Brasileira de Ciências (ABC), teve por objetivos: i) estimar a taxa de evapotranspiração de referência (ET_o) para a BHRI, Amazônia Oriental; ii) aferir a acurácia de oito equações empíricas: Penman-Monteith (PM), recomendada pela FAO (Allen *et al.*, 1998), Priestley-Taylor (PT), Hargreaves e Samani (HS), Camargo (CAM), Thornthwaite (TH), Hamon (HM), Kharrufa (KF) e Turc (TC), utilizando dados médios mensais referentes ao período de 1980 a 2013; e iii) verificar a aplicabilidade regional à BHRI utilizando para calibração das metodologias selecionadas uma série de dados (1980-2013) da estação Marabá-PA. Neste trabalho foram obtidas as taxas de evapotranspiração de referência (ET_o) ou a evapotranspiração potencial de longo período (anual) para a BHRI. No entanto, conforme a literatura, amplamente referenciada no capítulo 6, a estimativa de longo período (anual) mascara ou não é representativa da variabilidade mensal ou sazonal, daí a necessidade de avaliar o comportamento mensal e sazonal das componentes do balanço hídrico.

As mudanças sazonais no armazenamento de água no solo são variáveis hidrológicas controladas por muitos fatores, tais como a capacidade de armazenamento de água no solo e o potencial de infiltração. O capítulo 6, que trata sobre a *Resposta do balanço hídrico às alterações no uso e cobertura do solo na amazônia oriental durante as últimas três décadas*, representa o 3º Manuscrito, a ser submetido a uma revista indexada internacional. Neste trabalho, a partir da elaboração do mapa de textura de solos combinado às classes de uso do solo em cada década para a BHRI, foram estimados os valores de CN (Número da Curva), do armazenamento (S) e da variação no armazenamento (ΔS). A proposta desse manuscrito é quantificar, numa escala de longo período (anual) e sazonal (mensal) os impactos na evapotranspiração e, por conseguinte, no balanço hídrico, devidos as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal na BHRI. A estrutura de Budyko (1958, 1974) modificada, é utilizada para modelar a variabilidade interanual da taxa de evaporação sazonal como uma função dos índices de aridez e evaporativos sazonais. Os valores sazonais são agregados para quantificar a variabilidade interanual das mudanças na evaporação e no armazenamento. A sazonalidade das chuvas e a dinâmica sazonal do armazenamento são incorporados diretamente no modelo

desenvolvido, o que facilita a compreensão dos fatores de controle dominantes sobre o balanço hídrico, nas escalas médias anuais e sazonais.

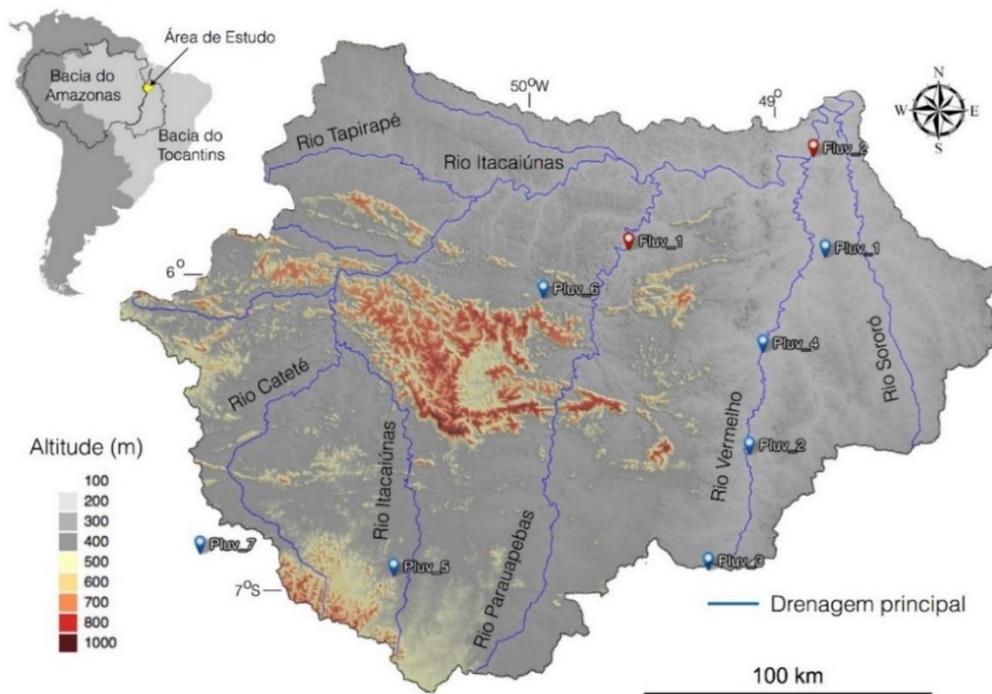
Finalmente, o capítulo 7 apresenta uma discussão integrada sobre os principais resultados obtidos no conjunto da pesquisa realizada, representada fundamentalmente pelos três manuscritos elaborados, bem como compara os nossos resultados aqueles obtidos por vários autores no mundo e no Brasil, especialmente em regiões cujas condições climáticas, físicas e hidrológicas assemelham-se as características e comportamento observado na BHRI buscando construir um alicerce para as Conclusões apresentadas no capítulo final deste documento.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Área de Estudo

O rio Itacaiúnas é afluente da margem esquerda do rio Tocantins, após a confluência com o rio Araguaia na região hidrográfica Araguaia-Tocantins (BRASIL, 2003). A BHRI, drena uma área de aproximadamente 42.000 km², e está situada a aproximadamente 600 km ao sul da linha do Equador (Figura 2.1). No relevo da área destaca-se a Serra dos Carajás, cuja altitude varia de 400 a 900 m em contraste com as áreas adjacentes com altitudes variando entre 80 e 300 m.

Figura 2. 1. Bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas destacando os principais rios (linhas em azul).



Fonte: Do Autor

Alvares *et al.* (2013) define o clima na região como típico de monção tropical (Am). Conforme INMET (1992), a temperatura do ar apresenta médias acima de 26°C, com valor médio registrado para a região da bacia de 27,2 °C, e umidade relativa do ar em torno de 80%. As estações chuvosas (novembro a maio) e secas (junho a outubro) são bem definidas, com sazonalidade marcante, cujos índices de precipitação total anual variam de 1420 a 2159 mm, com uma média dos totais anuais de ~1452 mm na estação chuvosa e ~ 236 mm na estação seca. A concentração dos maiores índices pluviométricos ocorre entre dezembro e maio,

alcançando entre 71 a 84% do precipitado médio anual, enquanto o período mais seco nos meses de junho, julho e agosto, apresenta média de 2,4 a 5,5% do total anual registrado (SILVA JÚNIOR *et al.*, 2017a).

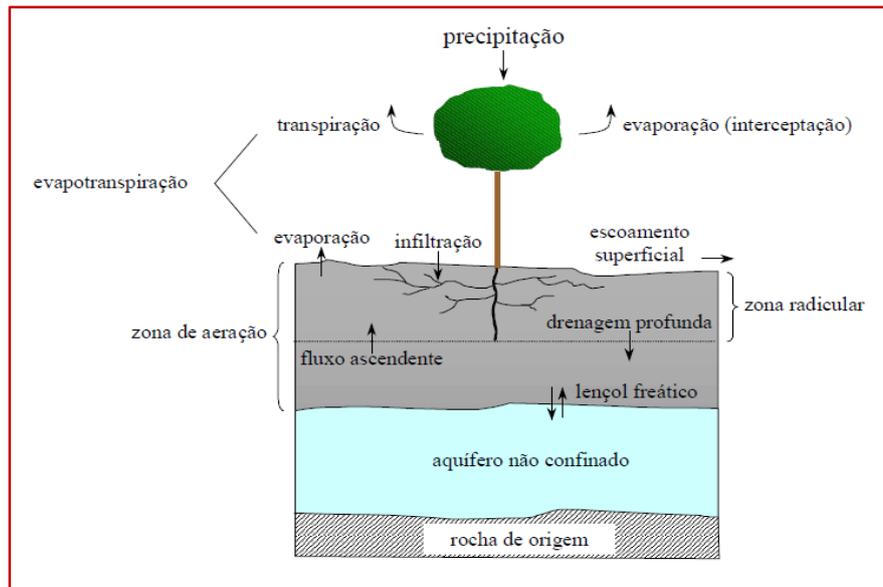
Em termos morfológicos a BHRI apresenta altitude máxima de 899 m e mínima de 62 m, o que representa uma amplitude de 837 m; variação de declividade (máxima - mínima) de 44° e média de 3,64° e uma densidade de drenagem de 0,16 km/km². Quanto aos coeficientes de forma, todas as sub bacias apresentam um formato que favorece o escoamento (distanciando-se do padrão circular), em geral com comprimento do eixo maior muito superior ao eixo menor (LIMA *et al.*, 2014). A rede de drenagem é de 5ª ordem, cujas características associadas a geologia regional (predomínio de rochas cristalinas) não favorecem o adensamento (ALMEIDA *et al.*, 2001), onde predomina o padrão misto (treliça/paralelo), localizadamente meandrante e lineamentos de drenagem orientados principalmente segundo E-W e de forma secundária: N-S, NW-SE e NE-SW.

2.2 Bacia Hidrográfica como Unidade de Planejamento

A bacia hidrográfica é definida como uma área de captação natural da água da precipitação que faz convergir os escoamentos para seu exutório. Os processos hidrológicos na bacia possuem duas direções predominantes de fluxo: vertical e longitudinal. O vertical é representado pelos processos de precipitação e evapotranspiração e o longitudinal pelo escoamento na direção dos gradientes da superfície (escoamento superficial e rios) e do subsolo (escoamento subterrâneo) (TUCCI; CLARKE, 1997).

Em Rennó e Soares (2000) são apresentados e descritos os principais elementos do ciclo hidrológico (Figura 2.2). De acordo com esses autores, a principal entrada de água no sistema é a precipitação. Considerando a existência de uma cobertura vegetal sobre o solo, a água da chuva é primeiramente interceptada pelo dossel (a água poderá também atingir diretamente o solo ou corpos d'água). Esta água interceptada pode então ser evaporada. Da água que chega até a superfície do solo, parte é infiltrada (entra no perfil de solo) e parte pode escoar superficialmente. A água infiltrada irá se redistribuir ao longo do perfil de solo. Simultaneamente à entrada de água no solo, a água pode estar sendo evaporada pela superfície ou retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel. A água pode ainda descer o perfil de solo e chegar ao lençol freático, ou, em algumas situações, pode haver um fluxo ascendente de água no solo (RENNÓ; SOARES, 2000).

Figura 2. 2. Componentes principais do ciclo hidrológico.



Fonte: Adaptado de Rennó e Soares (2000).

Alguns autores (ZAKIA, 1998; NASCIMENTO; VILAÇA, 2008) consideram a bacia hidrográfica como a unidade fisiográfica mais conveniente para o planejamento dos recursos hídricos, por constituir-se em sistema aberto de fluxo hídrico a montante do ponto onde a vazão do curso principal é medida. Portanto, o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica pode ser avaliado através dos atributos fisiográficos inerentes à sua área e aferido através dos registros plu e fluviométricos.

A importância de se adotar a bacia como unidade hidrológica está ligada ao fato de que suas características têm influência sobre a quantidade de água produzida (ZAKIA, 1998). A forma e o relevo atuam sobre a taxa ou sobre o regime desta na produção de água, assim como sobre a taxa de sedimentação. O padrão de drenagem, por sua vez, afeta a disponibilidade de sedimentos e a taxa de formação do deflúvio (TUCCI; CLARKE, 1997).

Conforme Nascimento e Vilaça (2008), a bacia como unidade de planejamento e gerenciamento propõe uma visão abrangente incluindo em seu plano as políticas públicas, tecnológicas e de educação a fim de promover a solução de problemas, a otimização de recursos e a garantia dos usos múltiplos da água, tudo isso com a participação de usuários, autoridades, cientistas, poder público, organizações públicas e privadas com interesse pelo tema. A aceitação deste mecanismo de gestão é mundial e reconhecida por diversos autores. Outro fator relevante é o fato de que a bacia é um sistema natural onde os fenômenos e interações podem ser integradas de forma facilitada, além disso, constitui uma unidade

espacial de fácil reconhecimento e caracterização, onde qualquer espaço de terra por menor que seja consegue interagir com uma bacia hidrográfica.

2.3 Uso do Solo e Cobertura Vegetal x Processos Hidrológicos

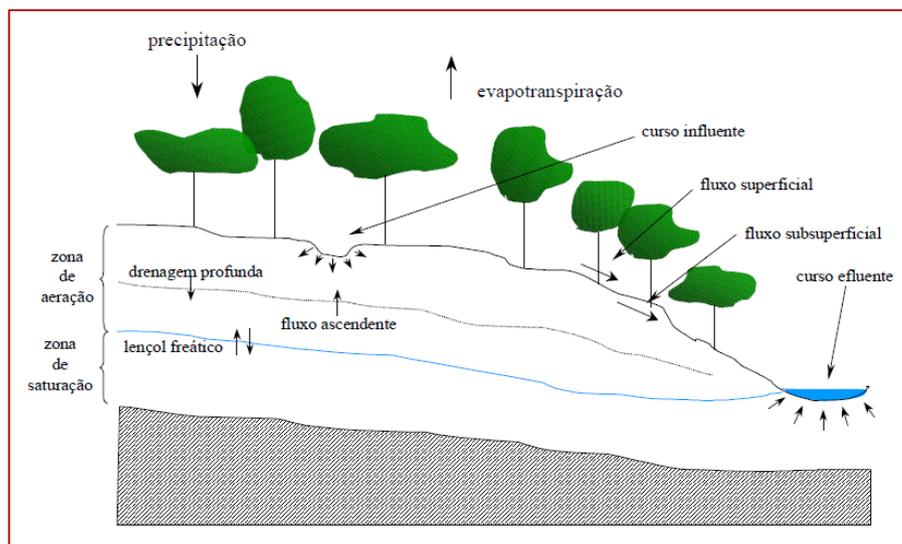
As principais entradas e saídas de uma bacia hidrográfica representam um sistema, cujas relações entre os elementos que o compõem refletem as interações entre o balanço de energia e hídrico. De modo simplificado, Rennó e Soares (2000) resumem o balanço de água no solo por meio da equação (2.1):

$$P - E_{\text{int}} - E_s - E_p - Q_{\text{saída}} + Q_{\text{entrada}} - \Delta\theta = 0 \quad (2.1)$$

onde P é a precipitação, E_{int} é a água interceptada pelo dossel que posteriormente é evaporada, E_s é a evaporação do solo, E_p é a transpiração pelas plantas, $Q_{\text{saída}}$ é o escoamento de água para fora do sistema, Q_{entrada} é o escoamento de água para dentro do sistema (fluxo ascendente, escoamento superficial e subsuperficial de elementos à montante) e $\Delta\theta$ a variação do estoque de água no solo. O termo $P - E_{\text{int}}$ é geralmente chamado de precipitação líquida, ou seja, refere-se à parte da precipitação que realmente chega à superfície do solo. Os termos $E_{\text{int}} + E_s + E_p$ são denominados evapotranspiração. A equação de balanço pode ser re-escrita para eventos simples de precipitação ou para uma série temporal, embora as escalas temporais de cada um dos processos possam ser consideravelmente diferentes.

A variação de umidade dentro do perfil de solo pode ser contabilizada através de um balanço de massa, onde são computadas as entradas e saídas de água no sistema (Figura 2.3).

Figura 2. 3. Componentes do balanço da água no solo considerando o declive do terreno.

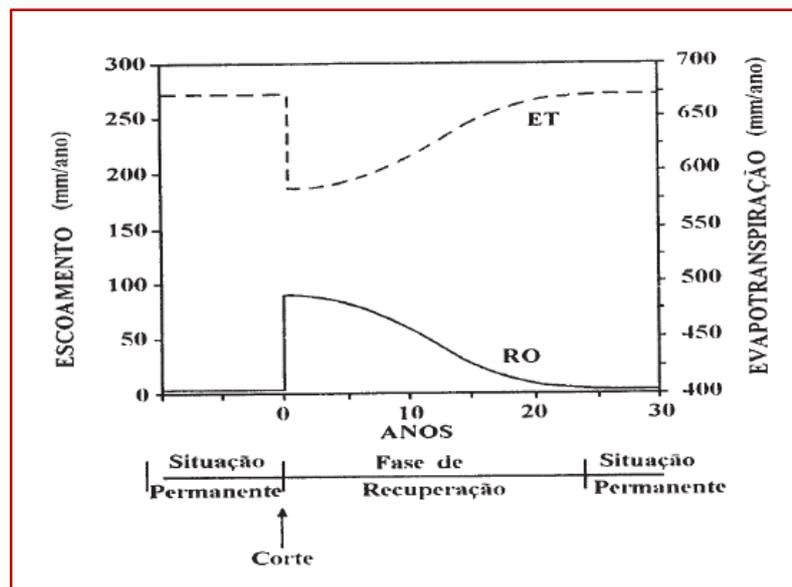


Fonte: Adaptado de Rennó e Soares (2000).

Estudos que relacionam mudanças na cobertura da terra com mudanças na vazão de rios em bacias de pequenas escalas ($< 1 \text{ km}^2$) são abundantes. Esses estudos geralmente indicam que o desmatamento provoca um aumento na vazão média anual. No entanto, estudos que avaliaram os efeitos de mudanças da cobertura da terra em bacias hidrográficas maiores ($> 100 \text{ km}^2$) não encontraram relações similares (BRUIJNZEEL, 1990; BRUIJNZEEL, 1996; COSTA; BOTTA; CARDILLE, 2003).

Conforme Tucci e Clarke (1997), as alterações sobre o uso e manejo do solo da bacia podem ser classificadas quanto: (i) ao tipo de mudança; e (ii) ao tipo de uso da superfície. Quando ocorre o desmatamento sobre uma determinada área, que a seguir tende a recuperar a sua cobertura, o impacto sobre o balanço hídrico da área é esquematizado na Figura 2.4. Num primeiro estágio ocorre aumento na vazão média, com redução da evapotranspiração, devido à retirada da cobertura. Com o crescimento da vegetação (apresentado até 20 anos) o balanço tende a voltar às condições iniciais devido à recuperação das suas condições prévias.

Figura 2. 4. Modificações no escoamento e evapotranspiração devido ao desmatamento numa bacia no sul da África.



Fonte: Vörösmarty *et al.*, 1991; Tucci e Clarke, 1997.

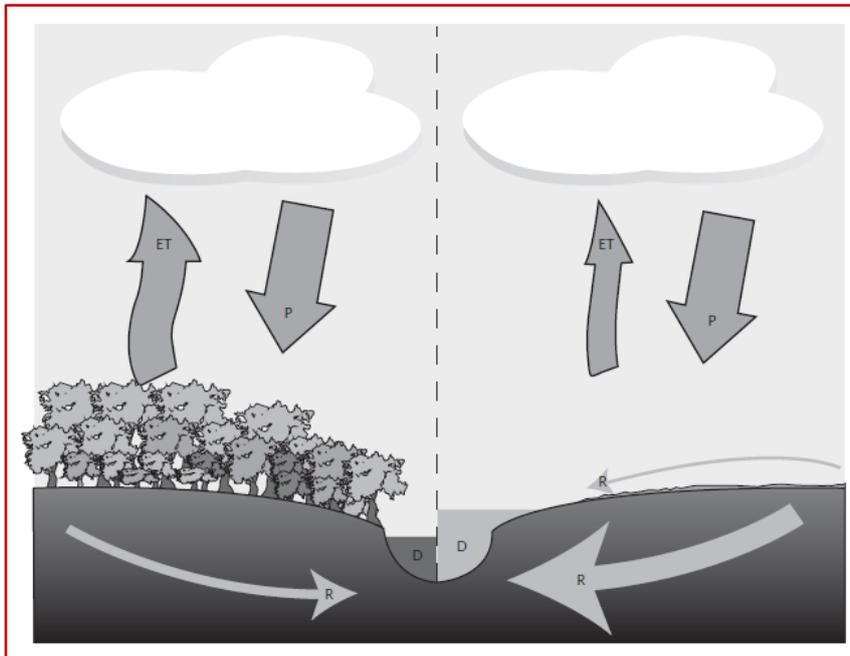
Com a retirada da cobertura florestal, os fluxos envolvidos no ciclo hidrológico se alteram ocorrendo o seguinte (VÖRÖSMARTY *et al.*, 1991; TUCCI; CLARKE, 1997):

- ✓ Aumento do albedo. A floresta absorve maior radiação de onda curta e reflete menos;
- ✓ Maiores flutuações da temperatura e *déficit* de tensão de vapor das superfícies das áreas desmatadas;

- ✓ O volume evaporado é menor devido à redução da interceptação vegetal pela retirada da cobertura vegetal;
- ✓ Menor variabilidade da umidade das camadas profundas do solo, já que a floresta pode retirar umidade de profundidades superiores a 3,6 m, enquanto que a vegetação rasteira, tal como pasto, age sobre profundidades menores, cerca de 20 cm.

O desmatamento reduz a evapotranspiração local (ET), através da diminuição da procura de água pela planta considerando que diminuiu a área de vegetação ou dos campos de pousio em comparação com a vegetação nativa. Embora os padrões de precipitação (P) possam ser afetados na escala regional, para escalas relativamente pequenas é pouco provável que sejam proporcionais à diminuição local na evapotranspiração. Como resultado, o rendimento total de água (R) e descarga de rio (D) são aumentadas. O rendimento de água aumenta com o aumento da área desmatada de uma bacia hidrográfica e tende a concentrar-se como um aumento no escoamento de base. O tamanho do efeito depende das variações na taxa de precipitação e das mudanças na cobertura da terra, porém observações em pequenas bacias mostram um aumento de 10-25% na produção de água e um aumento de três vezes na descarga (WOHL *et al.*, 2012).

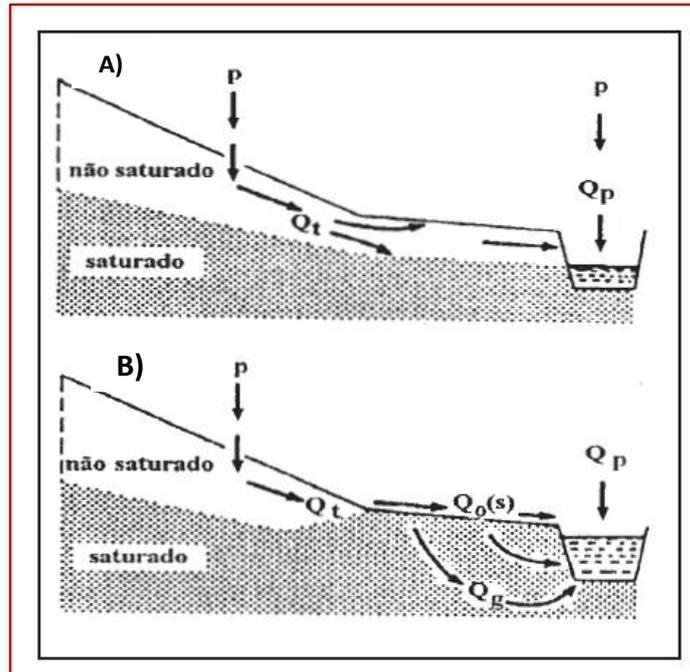
Figura 2. 5. Resposta hidrológica local e regional ao desmatamento.



Fonte: Wohl *et al.* (2012).

A alteração da superfície da bacia tem impactos significativos sobre o escoamento. Esse impacto normalmente é caracterizado quanto ao efeito que provoca no comportamento das enchentes, nas vazões mínimas e na vazão média (Figura 2.6).

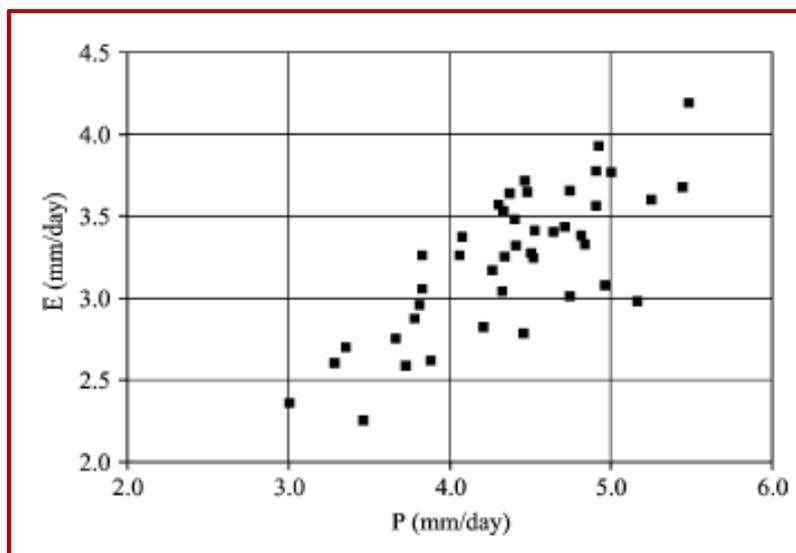
Figura 2. 6. Escoamento na bacia. A) áreas de infiltração e escoamento sub superficial; B) processos Hortonianos.



Fonte: Bruijnzeel (1990); Tucci e Clarke (1997).

A conversão da floresta tropical para pasto perturba o ciclo hidrológico de uma bacia de drenagem, alterando a produção de água na bacia. Costa, Botta e Cardille (2003) analisaram uma série histórica de 50 anos de vazões de longo período de um rio tropical, Tocantins em Porto Nacional (175.360 km²), bem como a precipitação sobre esta área de drenagem, durante um período em que mudanças substanciais na cobertura da terra ocorreram na bacia (1949-1998). Ao utilizar dados do censo agrícola, estimaram que, em 1960, cerca de 30% da bacia foi usada para a agricultura. Trabalhos anteriores indicam que, em 1995, a agricultura tinha aumentado substancialmente, cerca de 49% das terras da bacia foram usadas como terras cultiváveis e pastagens. A variabilidade interanual, expressa na relação linear entre as taxas de evapotranspiração (E) e precipitação (P) para a bacia do Tocantins (Figura 2.7) são típicas de uma região com escassez de água.

Figura 2. 7. Relação entre a evapotranspiração média anual (**E**) e precipitação média anual (**P**) para a bacia do Tocantins.



Fonte: Extraído de Costa, Botta e Cardille (2003).

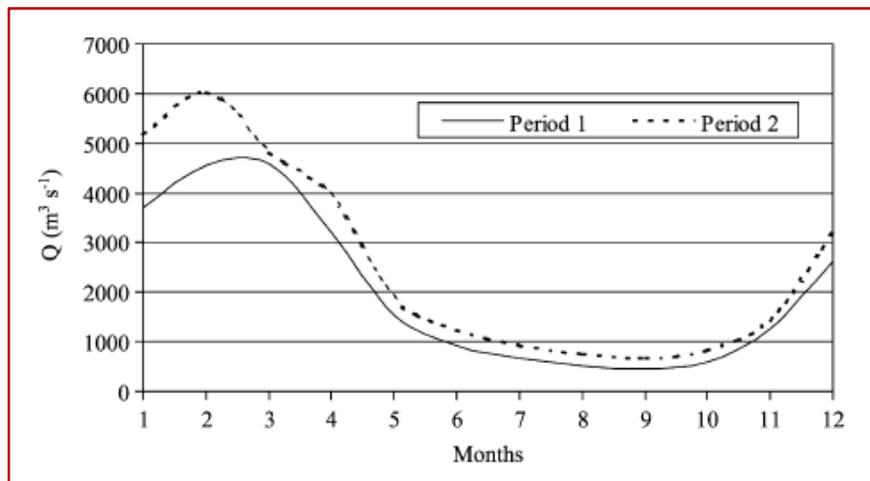
Tabela 2. 1. Médias de longo período das variáveis hidrológicas a montante da bacia do rio Tocantins em Porto Nacional (To). Legenda: P é precipitação, Q é vazão, ET é evapotranspiração ($P - Q$), e C é o coeficiente de escoamento (Q/P).

Período	P (mm/dia)	Q (m ³ /s)	Q (mm/dia)	ET (mm/dia)	C
1949 - 1968	4,22	2.055,6	1,00	3,22	0,237
1979 - 1998	4,35	2.532,3	1,24	3,11	0,285

Fonte: Extraído de Costa, Botta e Cardille (2003).

Os resultados obtidos por esses autores, apresentados na Tabela 2.1 e o comportamento das curvas de vazão do rio Tocantins sintetizados na Figura 2.8 para os dois períodos, demonstram que, enquanto a precipitação sobre a bacia não se mostrou estatisticamente diferente entre o período 1 (1949-1968) e o período 2 (1979-1998), a vazão média anual no período 2 é 24% maior do que no período 1, e na estação de vazões máximas é maior em 28%. Análises adicionais apresentaram evidências de que a mudança na cobertura vegetal altera a resposta hidrológica da região. Quando a água infiltra ela pode não voltar para a bacia e sair pelo exutório. À medida que a pressão por mudanças na cobertura da terra continua a aumentar, pode-se esperar mudanças maiores ainda no regime hidrológico do rio Tocantins.

Figura 2. 8. Vazão média (Q) para os períodos 1 e 2 do Rio Tocantins em Porto Nacional. O pico do período 2 é de um mês antes do pico do período 1 consistente com uma superfície menos protegida.



Fonte: Extraído de Costa, Botta e Cardille (2003).

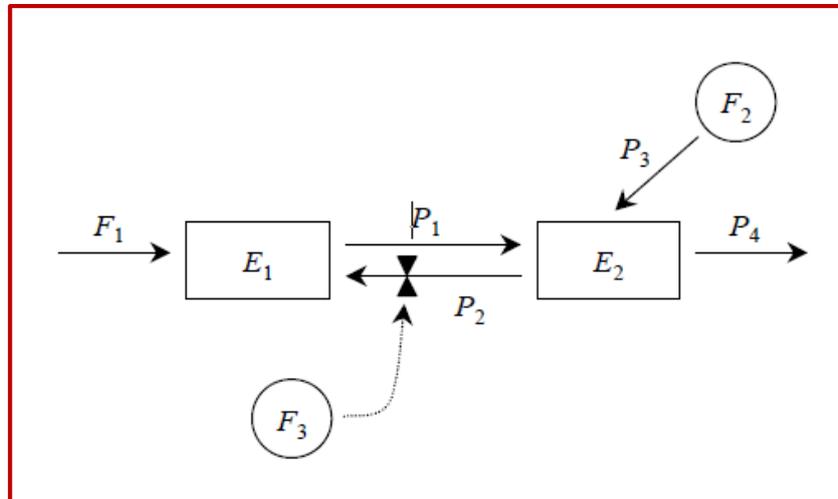
2.4 Modelos Hidrológicos

Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub superfície terrestre. O modelo hidrológico é uma ferramenta extremamente útil que permite, através da equacionalização dos processos, representar, entender e simular o comportamento de uma bacia hidrográfica (TUCCI, 1998). Entretanto, é impossível ou inviável traduzir todas as relações existentes entre os diferentes componentes da bacia hidrográfica em termos matemáticos. De fato, ou essas relações são extremamente complexas a ponto de não existir uma formulação matemática capaz de descrevê-las completamente, ou apenas uma parte dos processos envolvidos nessas relações é parcialmente conhecida. Assim, na maioria dos casos, a modelagem hidrológica torna-se somente uma representação aproximada da realidade (RENNÓ; SOARES, 2000).

A Figura 2.9 apresenta um modelo hipotético bastante simples. Neste, observam-se 2 variáveis de estado (E1 e E2), 4 processos (P1, P2, P3 e P4) e 3 variáveis forçantes (F1, F2 e F3). A variável E1 recebe um fluxo F1 que impulsiona o modelo. E1 transfere parte de seu estoque para E2 e P1 representa esse fluxo de transferência. E2 retorna parte de seu estoque novamente para E1 mas com um fluxo P2 controlado por F3. Além disso, um estoque forçante F2 transfere uma quantidade (P3) de seu estoque ilimitado para E2. Considera-se também que parte do estoque de E2 é perdido para fora do sistema, o que acontece segundo um fluxo P4.

Várias relações podem ser estabelecidas entre os componentes deste modelo. Vários tipos de análises podem ser realizadas. Depende do objeto de análise.

Figura 2. 9. Representação de um modelo hipotético.



Fonte: Rennó e Soares (2000).

A maioria dos modelos hidrológicos utiliza a bacia hidrográfica como unidade e objeto de estudo em cuja área estão reunidas superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que desembocam numa única saída. A bacia pode constituir a unidade espacial para modelos agregados que consideram as propriedades médias para toda a bacia, ou então, pode ser subdividida segundo diversas abordagens a fim de considerar suas características espacialmente distribuídas. A “simulação hidrológica” apresenta grande utilidade na estimativa da disponibilidade dos recursos hídricos, na previsão de vazões de curto e médio prazo, na análise da variabilidade hidrológica e nos impactos devidos a mudança no uso do solo (CARAM, 2010; DELGADO *et al.*, 2010; GALLART *et al.*, 2011; IROUMÉ; PALACIOS, 2013).

A escolha de um determinado modelo deve ser feita com base na aplicação que se deseja e na disponibilidade de dados básicos. Os modelos são classificados (Tabela 2.2), dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou baseados em processos), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos). Mais aspectos relacionados à classificação de modelos podem ser encontrados em Maidment (1993), Vertessy *et al.* (1993) e Tucci (1998; 2005).

Tabela 2. 2. Relação entre áreas de aplicação e modelos hidrológicos.

Área	Formas de Uso de Recursos Hídricos	Modelos
Desenvolvimento Urbano	Abastecimento de água	Chuva-vazão; balanço de reservatório; Modelo Hidráulico da rede de condutos.
	Tratamentos de esgotos	Hidráulica da rede de coleta; qualidade da água dos rios, reservatórios, lagos e estuários.
	Drenagem urbana e controle de cheias	Chuva-vazão para dimensionamento e previsão de cheias.
Energia	Projeto e Operação de Hidrelétricas	Chuva-vazão para extensão de série e previsão em tempo real para operação do sistema.
Transporte	Navegação	Chuva-vazão para estimar a vazão.
Produção Agrícola	Irrigação	Chuva-vazão.
Controle Ambiental	Impactos de obras hidráulicas Impactos devidos a despejos de efluentes Impacto devido a uso do solo rural e urbano	Modelos hidráulicos de qualidade da água dos rios.
Controle de Calamidades	Rompimento de barragens Cheias Estiagens	Modelos hidráulicos de rompimento de barragens; Modelos chuva-vazão e vazão-vazão em tempo real para estiagens e cheias.
Gerenciamento de Recursos Hídricos	Concessão do uso da água Controle do uso e conservação da água	Modelos chuva-vazão, regionalização de variáveis hidrológicas.
Sistema de Informações	Cadastro de usuários	Modelos hidrológicos para preenchimento de falhas.

Fonte: Modificada de Caram (2010) e Tucci (2005).

Os modelos hidrológicos distribuídos físicos, são aqueles que melhor representam os processos físicos dentro de uma bacia hidrográfica (BEVEN,1991), pois possuem a capacidade de representar a variabilidade espacial e temporal das características físicas da bacia, além de aplicarem a lei da conservação de massa na escala local e utilizam como dados de entrada grande quantidade de informações que permitem definir as características espaciais da bacia (CUNHA, 2004). Para a BHRI, a perspectiva é a adoção de modelos do tipo chuva-vazão, com a regionalização de variáveis hidrometeorológicas visando o controle do uso e conservação da água.

3 MUDANÇAS NO USO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL NA BHRI

As ações humanas estão mudando a paisagem da Amazônia, abrem clareiras na floresta tropical e a substituem principalmente por pastagens. Neste item são apresentados os resultados obtidos por **Souza Filho e Colaboradores** nos anos de 2015 e 2016 no âmbito do Projeto Itacaiúnas do Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV DS).

Em Souza Filho *et al.* (2015), foram empregadas técnicas de processamento de imagem padrão em conjunto com a interpretação manual e classificação baseada em objeto geográfico, cujo objetivo foi apresentar uma classificação baseada em objetos combinados e metodologia de interpretação manual para avaliar quantitativamente as mudanças “*Land Cover and Land Use - LCLU*” e reconhecer as trajetórias espaço-temporais das classes LCLU no período de 1980-2013 na bacia do rio Itacaiúnas, Amazônia Oriental. Para tanto, foram utilizados um conjunto de dados de imagens *Landsat* para mapear e detectar as mudanças de cobertura de terra (floresta e savana de montana) e uso da terra (pastagens, mineração e áreas urbanas) de 1973 a 2013.

A abordagem metodológica utilizada permitiu combinar as vantagens da interpretação visual humana de uma imagem segmentada para reconhecer e definir classes específicas (mineração e áreas urbanas), bem como a classificação automatizada de objetos de nível fino (floresta, solo nu, pastagem-agricultura e corpos d’água).

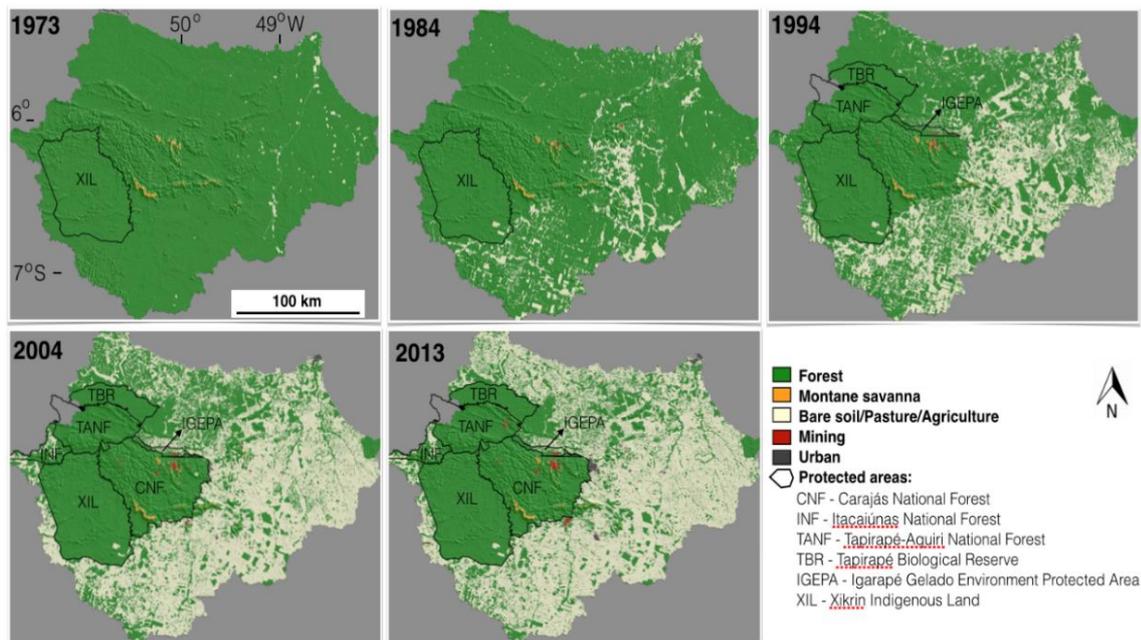
Os autores concluíram que ~ 47% (~ 1,9 milhão de ha) de floresta mantiveram-se inalterados. Quase 41% (1,7 milhões de ha) de mudanças foram associados à conversão de floresta para pastagem, enquanto 8% (~ 333.000 ha) permaneceram inalteradas. A conversão de floresta e savana montanhosa para área de mineração representa apenas 0,24% (~ 9.000 ha). Por sua vez, esse estudo corrobora com a idéia de que o processo de desmatamento observado, especialmente nas décadas de 1980 e 1990, está diretamente associado à abertura de estradas na porção sudeste da região amazônica (LAURANCE *et al.*, 2009; BARBER *et al.*, 2014). Além disso, constatou-se que o desmatamento ocorreu preferencialmente em propriedades maiores > 500 ha dominadas por terrenos grandes a muito grandes, cujas propriedades estão mais concentradas em áreas mais antigas e que possuem melhor infraestrutura, como estradas e, portanto, estão conectadas aos mercados (GODAR *et al.*, 2014). *Em síntese, existe uma forte relação negativa entre os processos de desmatamento e a*

formação de novas paisagens dominadas por pastagens na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas.

3.1 Impactos sobre a Hidroclimatologia devidos às Mudanças no “LULC” na BHRI

Buscando entender os processos de conversão da floresta tropical em pastagens e seus impactos sobre a hidroclimatologia regional, Souza Filho *et al.* (2016), realizaram uma análise detalhada considerando as escalas espacial e multi-temporal. Esse estudo teve por objetivo i) avaliar as mudanças de “LCLU” a partir de um conjunto de dados Landsat multi-decenal 1973-2013, associado ao aumento do desmatamento e pastagem, e ii) avaliar os impactos de longo período (decadal) devido às mudanças em LCLU na hidroclimatologia da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas. Os resultados demonstraram que o processo evolutivo de desmatamento na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (Figura 3.1), ao longo de 40 anos (1973 a 2013) alterou significativamente a *LCLU* em toda a área da bacia (~42.000 km²).

Figura 3. 1. Variação temporal e espacial do uso e cobertura do solo da BHRI nos anos 1973, 1984, 1994, 2004 e 2013. O polígono com linha preta define as terras indígenas e áreas protegidas ambientais.



Fonte: Extraído de Souza Filho *et al.* (2016).

Na década inicial (1973) apenas uma pequena parcela da cobertura natural foi transformada em pastagens (~32ha), equivalente a 0,79% da área total da bacia. Porém, nas últimas quatro décadas (1984, 1994, 2004 e 2013), se as pastagens representavam 10% em 1984, em 2013 excedem 50% de toda a área da bacia. Atualmente, a pastagem cobre

aproximadamente 2 milhões de hectares, isso equivale a dizer que cerca de ~2 milhões ha de floresta foram convertidas em áreas de pasto.

A savana de montana foi menos afetada pela dinâmica do uso da terra, se em 1973 ocupava uma área de 13.000 ha, foi reduzida para 10.600 ha na última década. Não havia atividade de mineração na década de 70, mas até 2013, a área de mineração alcançou ~12.000 ha como resultado dos projetos de mineração em Carajás. Em paralelo, a área urbana cresceu de ~573 ha (1973) para ~13.8 ha (2013), com uma expansão acelerada na última década.

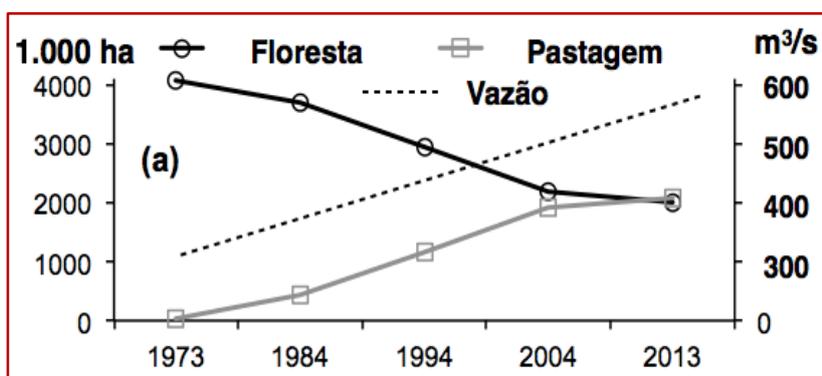
Em relação às taxas anuais de conversão, Souza Filho *et al.* (2016) constataram que as áreas florestais diminuíram quase 35.000 ha/ano, enquanto as pastagens aumentaram na mesma proporção. Nas últimas quatro décadas, a taxa de desmatamento anual alcança 75.000 ha, as pastagens aumentam em igual proporção. Na última década, as taxas de desmatamento diminuem significativamente, ~20 mil ha/ano. Para os autores, tal comportamento estaria relacionado à menor expansão do pasto, ~15.000 ha/ano. No que diz respeito a savana de montana, na década inicial a perda anual de área ocorre a uma taxa de 121 ha/ano. Nas décadas seguintes, a taxa anual decresce para 20 ha/ano, porém, na última década, ocorre um aumento atingindo 60 ha/ano. Com relação às áreas de mineração, as taxas anuais mostram uma tendência crescente de aproximadamente 190 e 250 ha/ano de 1973 a 2004, enquanto na última década ocorre uma expansão considerável das áreas de mineração a uma taxa aproximadamente 520 ha/ano. A expansão urbana anual acontece de forma progressiva, acelerando nos últimos 10 anos (~ 920 ha por ano).

A taxa anual de desmatamento dentro do mosaico formado por unidades de conservação e terras indígenas (Figura 3.1) foi menor do que na área externa da bacia, porém, percebe-se um forte processo de desmatamento na fronteira ou na região de amortecimento representado pelo pasto ativo. No geral, na área do mosaico de remanescente florestal, a cobertura do solo permanece quase estável em comparação com as áreas não protegidas. Portanto, esse conjunto representa quase toda a cobertura de terra preservada da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas.

Múltiplos *Drivers* têm sido indicados como responsáveis pelas mudanças na vazão de uma bacia hidrográfica, incluindo as alterações climáticas, o uso da terra e as mudanças de cobertura da terra, transferências de água entre uma bacia e outra e o represamento de rios principais. Muitos destes *drivers* interagem simultaneamente, o que torna difícil determinar o impacto de cada um individualmente (SALMORAL *et al.*, 2015).

Os efeitos globais resultantes de quatro décadas do processo de conversão da cobertura de floresta em pastagens sobre a hidroclimatologia regional da bacia do Itacaiúnas estão resumidos nas Figuras (3.2, 3.3 e 3.4), a seguir. A relação entre a diminuição da cobertura florestal e o aumento das pastagens na bacia hidrográfica de Itacaiúnas pode ser observada na Figura 3.2, na qual de 1973 até 2004 a tendência é crescente, porém, entre 2004 e 2013, quando a proporção é de aproximadamente 50% para cada tipo de cobertura superficial, percebe-se um a tendência a estacionaridade do processo.

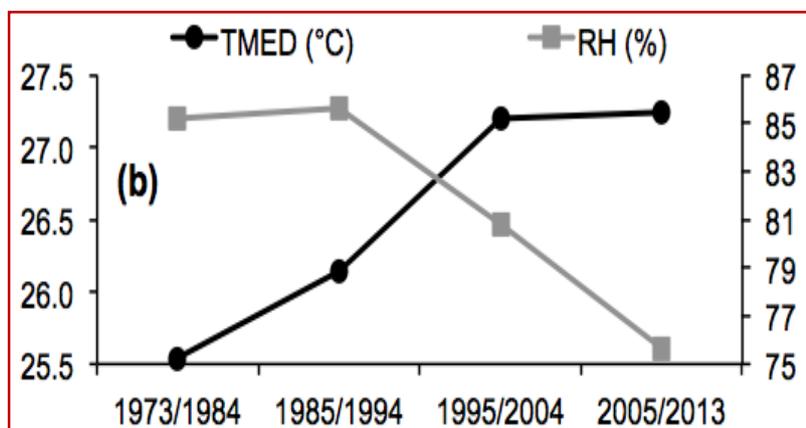
Figura 3. 2. Evolução da conversão da floresta em pastagem (1973,1984, 1994, 2004 e 2013) e aumento da vazão no exutório da bacia, em valores médios decadais.



Fonte: Souza Filho *et al.* (2016).

Dessa dinâmica resulta um aumento sistemático na temperatura do ar (TMED) de 25,5 para 27,2 °C (Figura 3.3), ~1,7 °C de aumento, e uma abrupta redução na umidade relativa (RH) de 85 para 75%, sugerindo uma disponibilidade menor de água na atmosfera próximo à superfície (9,5%).

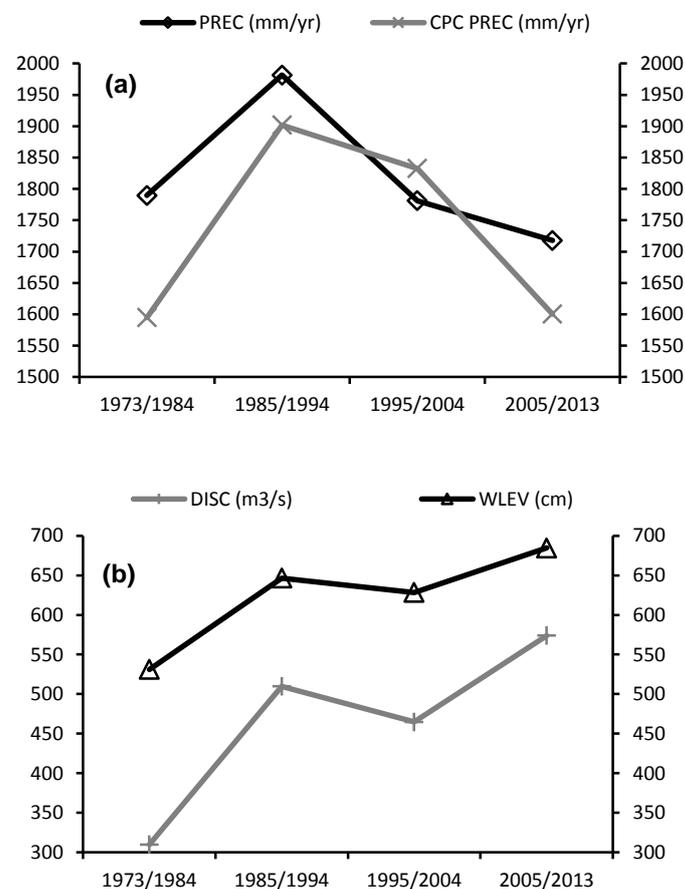
Figura 3. 3. Valores médios decadais de temperatura do ar (TMED) e umidade relativa (RH) de 1973 a 2013.



Fonte: Extraída de Souza Filho *et al.* (2016).

Embora as médias decadais de precipitação não mostrem tendências claras, a vazão e o nível de água no rio Itacaiúnas aumentaram ao longo das décadas (Figura 3.4a), o nível médio no exutório da bacia aumentou de ~531 para 684 cm, o que representa um aumento médio de 29%. Constatam-se, também, aumentos crescentes nas médias decadais de vazão do rio Itacaiúnas, variando de 310 m³/s em 1973 para 574 m³/s na última década (2013), representando um aumento de 85% (Figura 3.4b).

Figura 3. 4. (a) Comportamento dos valores médios de precipitação oriundas de estações terrestres (PREC) e de valores interpolados (CPC PREC); (b) Comportamento da vazão (DISC) e nível de água (WLEV) referentes a estação Fazenda Alegria. As unidades para cada variável são mostradas no eixo y.



Fonte: Extraídas de Souza Filho *et al.* (2016).

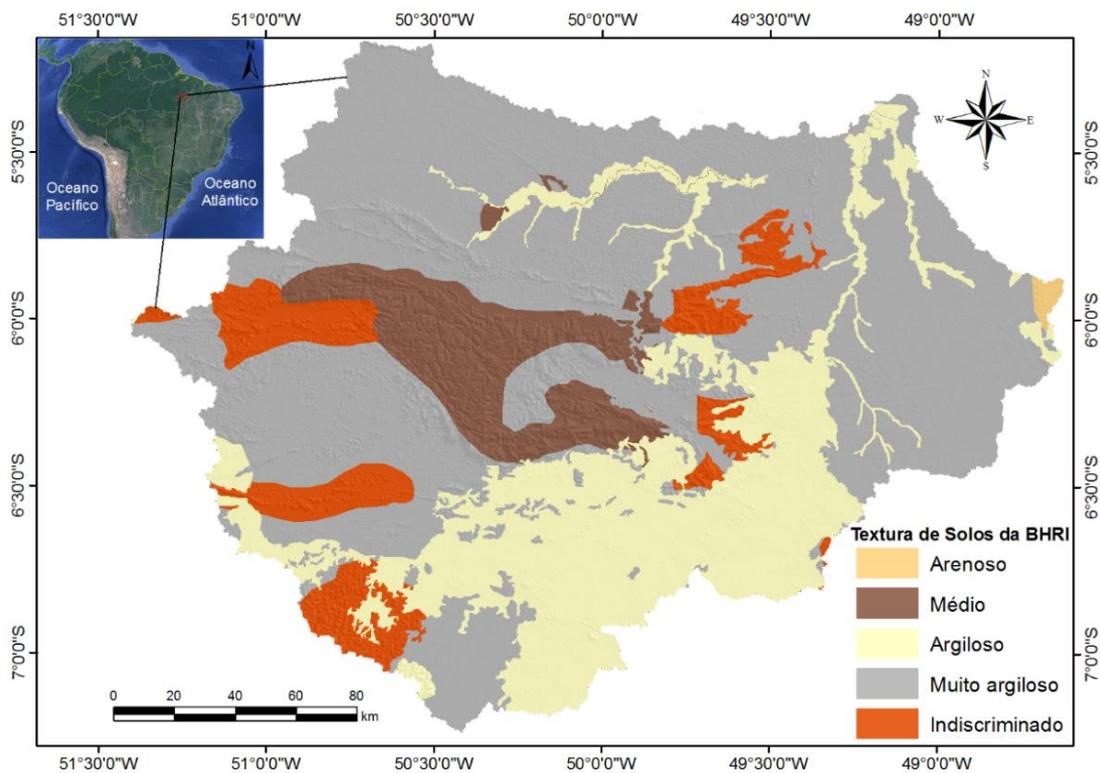
3.2 Mapeamento das Classes de Uso, Cobertura e Textura de Solos

Foi realizada a integração de dados de pedologia com dados de uso e cobertura da terra para a BHRI para os anos de 1973, 1984, 1994, 2004 e 2013. Inicialmente foi gerada uma base de solos para toda a área da bacia, a partir das bases oriundas do Instituto Brasileiro

de Geografia e Estatística (IBGE) e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa). Tais bases foram utilizadas em formato vetorial de extensão *Shp. (shapefile)* consistindo em um formato de arquivo contendo dados geoespaciais na forma de vetor que descrevem geometrias tais como ponto, linhas e polígonos (ESRI, 1998).

Os dados de solos em escala mais detalhada (1:250.000) foram obtidos por meio de *downloads* do site da Embrapa, no entanto, estes dados não recobriam toda a área de estudo principalmente a região da Flona Carajás, diante disso foi necessário utilizar dados mapeados realizados pelo IBGE disponíveis para toda a área de estudo, porém, em uma escala de menor detalhe (1:1.000.000). Em seguida, foi realizada a integração em uma base única utilizando relações espaciais entre vetores como interseção, diferença e união, em um Sistema de Informação Geográfico (SIG), toda esta etapa foi realizada no *software ArcGis 10.2.2*.

Figura 3. 5. Mapa de textura de solos da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas.



Fonte: Do Autor

Após a geração da base vetorial de solos, estes foram integrados às bases de uso e cobertura da terra mapeados por Souza Filho *et al.* (2016) com intuito de definir os percentuais de ocorrência das classes de texturas dos solos (Figura 3.5): Arenoso, médio, siltoso, argiloso e muito argiloso; juntamente com a descrição das classes de uso e cobertura

para a bacia, a saber: solo exposto, pastagem e agricultura, floresta, mineração, savana, área urbana e corpos d'água. Finalmente, foram elaboradas planilhas no *software Excel* contendo tais informações correspondentes a cada ano representativo de cada década.

Na Tabela 3.1 são apresentados os tipos de solos identificados para a BHRI a partir de suas características texturais e os tipos de solos hidrológicos propostos por SCS (1973), e adaptados por Lombardi Neto *et al.* (1989) e Sartori, Lombardi Neto e Genovez (2005) aos solos brasileiros.

Tabela 3. 1. Tipos e ocorrências de solos hidrológicos identificados para a BHRI.

Tipos de solos	Características	Enquadramento	% ocorrência
A	Solos que produzem baixo escoamento superficial e alta infiltração. Solos arenosos profundos com pouco silte e argila.	Arenosos	2,4
B	Solos arenosos menos permeáveis e menos profundos do que do tipo A e com permeabilidade superior à média.	Latossolos vermelho-amarelos distróficos	10,8
C	Solos que geram escoamento superficial acima da média e com capacidade de infiltração abaixo da média, com percentagem considerável de argila e poucos profundos.	Neossolos litólicos distróficos	27,4
D	Solos contendo argilas expansivas e poucos profundos, com muito baixa capacidade de infiltração e maior proporção de escoamento superficial.	Argissolos vermelho-amarelos distróficos	59,4

Fonte: Do Autor

3.3 Número da Curva (CN) e Capacidade de Armazenamento de Água no Solo (S).

O Número da Curva ou Números Hidrológicos é um método sintético (estimativa da Precipitação Efetiva - P_{ef}) para o cálculo da transformação da precipitação total em escoamento direto, ou seja, para determinar a vazão máxima. (TASSI *et al.*, 2006). A atribuição do valor do CN está associada à constituição pedológica da área e ao tipo de ocupação do solo, isto é, a caracterização de uso e cobertura do solo é definida pelo CN.

Sartori, Lombardi Neto e Genovez (2005) apontam algumas dificuldades de sua aplicação e apresentam uma classificação hidrológica dos solos do Brasil tomando como base o trabalho de Lombardi Neto *et al.* (1989). Essa preocupação ocorreu pelo fato de a classificação original ter sido criada para condições ambientais e solos diferentes (EUA -

Estados Unidos da América). Portanto, foi preciso adaptar o método às características dos solos brasileiros, o que ocorreu com a publicação do trabalho de Setzer e Porto (1979), no qual foram propostas cinco classes hidrológicas de solo para o Estado de São Paulo. Posteriormente em 1989, Lombardi Neto *et al.* (1989) utilizando apenas quatro classes de solos, apresentaram uma nova abordagem para o enquadramento dos solos. Apesar disso, Tassi *et al.* (2006) afirmam que o método SCS pode ser aplicado em áreas de diferentes tipos de ocupação, apresentando resultados confiáveis, amplamente usados por pesquisadores que almejam alcançar resultados de escoamento superficial com variados tipos de uso do solo.

Neste estudo, o valor do CN foi obtido pela média ponderada dos diferentes valores de CN's, cuja técnica é utilizada para bacias com diferentes condições de uso e ocupação do solo (Equação 3.1).

$$CN_{Ano} = \frac{Ax*CNx+Ay*CNy+Az*CNz+\dots+An*CNn}{A_{total} = Ax+ Ay+ Az+\dots+An} \quad (3.1)$$

Onde:

CN_{Ano} = Valor médio do CN calculado para cada ano (1973, 1984, 1994, 2004 e 2013)

$A_{x(y,z)}$ = Área em km² de cada tipo de solo;

$CN_{x(y,z)}$ = Valor do CN obtido na Tabela VI (BALVANSHI ; TIWARI, 2014; SCS, 1986);

A_{total} = Área da bacia hidrográfica

Uma vez definido o valor do CN, foi calculado o potencial máximo de armazenamento (S) o qual depende do tipo e de ocupação do solo, e, portanto, é definido em função de um parâmetro único, o número de curva (CN), conforme a equação (3.2):

$$S = \frac{25400}{CN} + 254; S \text{ expresso em mm} \quad (3.2)$$

4 ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO E VAZÕES MÉDIAS PARA A BHRI, AMAZÔNIA ORIENTAL, BRASIL.

Renato Oliveira da Silva Júnior¹, Joaquim Carlos Barbosa Queiroz², Douglas Batista Silva Ferreira³, Alexandra Lima Tavares⁴, Pedro Walfir Martins e Souza Filho⁵, José Tasso Felix Guimarães⁶, Edson José Paulino da Rocha⁷

¹Doutorando do Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA. renato.silva.junior@itv.org. (Autor correspondente). ²Professor Associado IV, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA. joaquimqz@gmail.com. ³Doutorando do Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA. douglas.silva.ferreira@itv.org. ⁴Bolsista Pós-doutorado, Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém-PA. alexandra.tavares@pq.itv.org. ⁵Pesquisador Titular A, Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém-PA. pedro.martins.souza@itv.org. ⁶Pesquisador Adjunto A, Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém-PA. tasso.guimaraes@itv.org. ⁷Professor Titular, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA. eprocha@ufpa.br.

RESUMO

Este artigo discute a relação entre dados observados de precipitação de sete estações meteorológicas e os dados resultantes de interpolação realizadas pelo *Climate Prediction Center* (CPC) para a área da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental, no período de 1986-2005. O trabalho avalia também a aplicação de metodologias expeditas para estimar vazões médias mensais nas sub bacias, a partir de uma única estação de referência situada em seu exutório. As vazões foram estimadas pelos métodos de correção pela área de drenagem e de padronização de vazões médias comparadas com vazões medidas (1985-1995) em uma de suas sub bacias. Os resultados obtidos para a precipitação mostraram-se compatíveis com o comportamento sazonal definido para a região, cuja correlação entre os dados observados e os interpolados pelo CPC demonstram que estes representam bem a variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI. A análise dos resultados das estações meteorológicas mostrou uma tendência de incremento na precipitação de leste para oeste, cujo comportamento pode estar associado a densa cobertura florestal que compõe o mosaico de Unidades de Conservação (UC's), combinado com altitudes elevadas (600-800 m) da Serra de Carajás. A avaliação do comportamento das vazões da única estação (Fazenda Alegria) com série de dados fluviométricos disponíveis apresentou resultados consistentes com o comportamento sazonal das curvas de vazão dentro do ano hidrológico. Os métodos utilizados para a estimativa de vazões mostraram resultados diferenciados em termos absolutos, porém, as curvas de vazões estimadas acompanham o comportamento da curva de vazões medidas na estação Fazenda Rio Branco.

Palavras-chaves: Estimativa, precipitação, vazão, sub bacia, Amazônia Oriental.

Estimation of Precipitation and average Flows for the Itacaiúnas River Watershed (IRW) - Eastern Amazonia, Brazil

A B S T R A C T

This paper discusses the relationship between observed precipitation data from seven meteorological stations and the resulting interpolation data from the Climate Prediction Center (CPC) for the area of the Itacaiúnas river basin (BHRI), Eastern Amazonia, in the period 1986-2005. The work also evaluates the application of expeditious methodologies to estimate monthly average flows in the sub basins, from a single reference station located in its exutorio. The flow rates were estimated by the methods of correction by the drainage area and standardization of average flows compared to measured flows (1985-1995) in one of its sub basins. The results obtained for the precipitation were compatible with the seasonal behavior defined for the region, whose correlation between the data observed and those interpolated by the CPC show that they represent well the spatio-temporal variability of the precipitation in the BHRI. The analysis of the results of the meteorological stations showed a tendency of increase in the precipitation from east to west, whose behavior may be associated with dense forest cover that composes the mosaic of Conservation Units (UC's), combined with high altitudes (600-800 m) of the Serra de Carajás. The evaluation of the flow behavior of the single station (Fazenda Alegria) with a series of available fluviometric data presented results consistent with the seasonal behavior of the flow curves within the hydrological year. The methods used for the estimation of flow rates showed different results in absolute terms, however, the estimated flow curves follow the behavior of the measured flow curve in Fazenda Rio Branco station.

Keywords: Estimation, precipitation, flow, sub basin, Eastern Amazon.

Introdução

A gestão dos recursos hídricos é uma necessidade premente que objetiva ajustar as demandas econômicas, sociais e ambientais por água em níveis sustentáveis e permitir sua utilização atual e futura, bem como reduzir os diversos conflitos pelo seu uso (Soares et al., 2010). No Brasil, a ocorrência de conflitos envolvendo os diversos setores usuários tem-se intensificado, mesmo com a implementação de uma série de instrumentos específicos para o gerenciamento dos recursos hídricos de forma múltipla e integrada, fato que decorre do crescimento populacional e da diversificação das atividades econômicas representadas pela industrialização e agricultura intensivas, aliadas à urbanização. Tais processos geram o aumento, em grande escala, da utilização da água para atendimento das demandas da sociedade, seja como bem de consumo final ou como matéria prima no processo produtivo (Fioreze et al., 2008; Oliveira e Fioreze, 2011).

A grande variabilidade espaço-temporal das características físicas e climáticas, aliada à escassez de informações da rede hidrométrica para orientar estudos de planejamento e gerenciamento de recursos hídricos, coloca em evidência o emprego de metodologias específicas que otimizem as informações fluviométricas existentes, extrapolando-as por semelhanças das dinâmicas ambientais para locais com dados insuficientes ou inexistentes (Barbosa et al., 2005; Ribeiro et al., 2005). A precipitação e a vazão, bem como todas as outras variáveis utilizadas para a caracterização de processos hidrológicos, possuem comportamento aleatório, exigindo, para suas adequadas avaliações, séries históricas representativas e confiáveis.

Apesar dos avanços científicos e tecnológicos pelos quais os sistemas de medições meteorológicas passaram nas últimas décadas, ainda existe, em muitas partes do globo, uma carência considerável de observações meteorológicas que formem séries de longos períodos. Essa lacuna de observações meteorológicas em muitas regiões do planeta, como a Amazônia, se deve, em grande parte, à dificuldade em conseguir registros das variáveis hidro meteorológicas, devido a questões geográficas e econômicas. Análises de regionalização associadas ao regime de vazões aplicam-se especialmente em bacias desprovidas ou com poucos dados fluviométricos; tendo como interface a verificação da viabilidade de uso para calibrar os parâmetros de modelos hidrológicos de transformação de chuva em vazão (Kroll et al., 2004).

Na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), a estação fluviométrica Fazenda Alegria que representa o exutório de uma área de drenagem de aproximadamente 38.982 km², dispõe de uma série histórica de dados referentes a níveis diários e vazões que excedem 40

anos. Embora a série seja longa, existem falhas a serem preenchidas. A disponibilidade de dados de precipitação é superior aos de vazão, graças ao maior número de postos meteorológicos em funcionamento, tendo sido identificadas sete estações pluviométricas ativas com 20 anos de registros contínuos.

Baseado na relação de homogeneidade entre regiões (Silva Jr., 2001; Tucci, 2002; Fioreze et al., 2008), é possível utilizar a interpolação de dados de áreas hidrologicamente semelhantes para estimar as vazões em locais com poucos dados. Diante do exposto, este estudo tem por objetivos: i) discutir a relação entre os dados observados de pluviometria de sete estações meteorológicas e os dados de interpolação do *Climate Prediction Center* (CPC) para a área da BHRI durante o período de 1986 a 2005; e ii) estimar as vazões médias mensais em suas sub bacias a partir de um único posto de referência (Estação Fazenda Alegria) utilizando duas metodologias expeditas: correção pela área de drenagem e de padronização de vazões médias a serem comparadas às vazões medidas (1985-1995) em uma de suas sub bacias.

Material e Métodos

Área de estudo

O rio Itacaiúnas é afluente da margem esquerda do rio Tocantins, após a confluência com o rio Araguaia na região hidrográfica Araguaia-Tocantins (Brasil, 2003). A BHRI apresenta área de drenagem ~42.000 km² (Figura 1). A estação fluviométrica Fazenda Alegria representa o exutório de uma área de drenagem de 38.982 km² correspondendo a 91,4% da área total da bacia. Assim, a área de abrangência deste estudo é formada pelas sub bacias dos rios Itacaiúnas (19.589 km²), Parauapebas (9.522 km²), Vermelho (7.208 km²), Cateté (3.657 km²) e Tapirapé (2.663 km²). O rio Sororó desagua à jusante da estação Fazenda Alegria, assim, não será analisado. O relevo é caracterizado por altitudes variando entre 60 e 300 m e declividades em torno de 4°. Acidentes geográficos, tais como a Serra dos Carajás, ocorrem na área onde a altitude máxima atinge ≈ 900m com grande amplitude de relevo. Na área da bacia predominam dois tipos de cobertura de solo: floresta tropical e savana de montanha; e usos da terra dominados por extensas pastagens que circundam um mosaico de remanescentes florestais composto por terras indígenas e unidades de conservação (UC's), que ocupam 11.700 km², ou aproximadamente, um quarto da área da bacia (Souza-Filho et al., 2016).

O clima da região foi definido como típico de monção (Am) (Alvares et al., 2013). Os estudos realizados para o Estado do Pará, por Moraes et al. (2005), constataram que na região

sudeste, o trimestre mais chuvoso ocorre entre fevereiro e abril, e o período menos chuvoso são os meses de agosto, setembro e outubro. O método utilizado por esses autores para definição dos períodos mais e menos chuvosos para a região foi o proposto por Kassam (1979), baseado em médias mensais de precipitação e evapotranspiração potencial. Conforme INMET (1992), a temperatura do ar apresenta médias acima de 26°C, sendo que o valor médio registrado para a região da bacia foi de 27,2 °C, com umidade relativa do ar em torno de 80%.

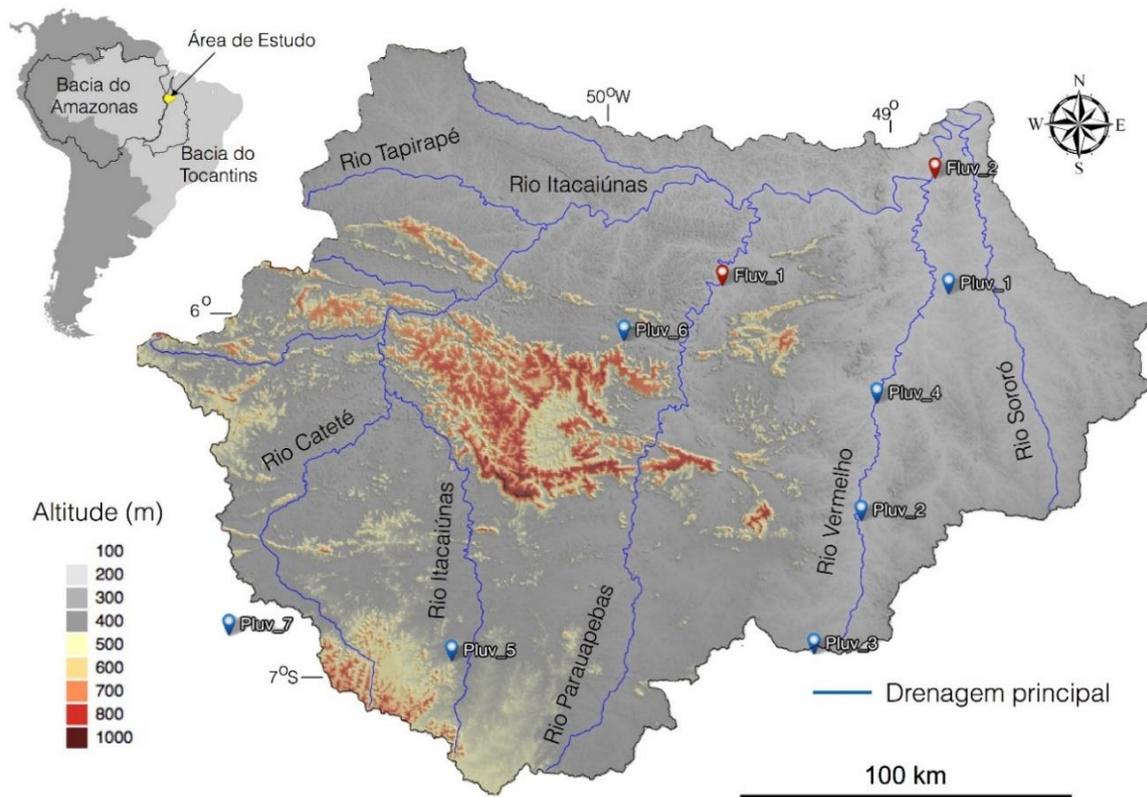


Figura 4. 1. Bacia hidrográfica do Rio Itacaiúnas destacando os principais rios (linhas em azul). Localização das estações Pluviométricas: Pluv_1-Km-60/PA-150; Pluv_2-Fazenda Surubim; Pluv_3-Fazenda Santa Elisa; Pluv_4-Eldorado; Pluv_5-Fazenda Caiçara; Pluv_6-Serra dos Carajás e Pluv_7-Projeto Tucumã; e Fluviométricas: Fluv_1-Fazenda Rio Branco e Fluv_2-Fazenda Alegria.

Coleta de dados pluviométricos

Foram utilizados dados das médias mensais de sete estações pluviométricas (Tabela 1) da Agência Nacional de Águas (ANA) com registro contínuo no período de 1986 a 2005. Os dados de precipitação foram consistidos e avaliados para cada estação através da análise de agrupamento pelos métodos de ligação simples e completa usando a distância euclidiana.

A Figura 1, mostra a localização geográfica dos postos utilizados no estudo e o modelo de elevação digital da bacia. As sete estações estão distribuídas em três regiões: quatro na porção leste (Pluv_1, Pluv_2, Pluv_3, Pluv_4), com média de 83 a 165 dias de chuva por ano, duas na porção sudoeste (Pluv_5 e Pluv_7), com média de 120 dias de chuva ao ano, e uma estação na porção centro-norte (Pluv_6) com uma média de 146 dias de chuva ao ano.

Como a distribuição das estações pluviométricas terrestres não é uniforme na BHRI, e a área de influência das setes estações não cobre a área total da bacia, e visando estimar a precipitação média para toda a área foi realizada uma estimativa dos dados de precipitação com base na interpolação espacial de dados médios mensais de precipitação obtidos do CPC cujo projeto de análise de precipitação global diária, baseada em dados de estações meteorológicas de superfície (automáticas e convencionais) foi criado pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/EUA) com o objetivo de aprimorar as análises e melhorar a consistência qualitativa e quantitativa das informações (Silva et al., 2007; Xie et al., 2007; Chen et al., 2008; Silva Ferreira et al., 2015). Os dados do CPC possuem formato ASCII GRID, e está associado a um sistema de coordenadas geográficas espaciais, onde cada valor representa um código para a identificação da bacia, com pixel de 0,5° (55km x 55km) de resolução.

Tabela 4. 1. Totais anuais, concentração média dos percentuais de chuva e extensão dos períodos chuvoso, seco e de transição para as estações pluviométricas utilizadas.

Código	Nome da Estação	Total Anual (mm)	% Chuva Dez-Mai	% Chuva Jan-Fev-Mar	Chuvoso		Transição	Seco		Transição
					Início	Fim		Início	Fim	
Pluv_1	Km 60/PA-150	1672	84	52	Dez	Abr	Mai	Jun	Set	Out-Nov
Pluv_2	Fazenda Surubim	1653	76	46	Dez	Abr	Mai	Jun	Set	Out-Nov
Pluv_3	Fazenda Santa Elisa	1545	76	47	Nov	Abr	Jun	Jun	Set	Out
Pluv_4	Eldorado	1722	82	49	Dez	Abr	Mai	Jun	Set	Out-Nov
Pluv_5	Fazenda Caiçara	1706	71	42	Set	Abr	---	Mai	Ago	---
Pluv_6	Serra dos Carajás	1763	78	48	Nov	Abr	Mai	Jun	Set	Out
Pluv_7	Projeto Tucumã	1863	75	49	Jan	Mar	Abr	Mai	Set	Out-Dez

Coleta e Análise de dados fluviométricos

Para a estimativa de vazões mensais nas principais sub bacias foram utilizados os dados de vazões médias mensais referentes ao período de 1986 a 2005 da estação Fazenda Alegria, que serviu como referência. Esse banco de dados continha 37 valores faltantes, não contínuos, sendo a maioria nos anos de 1990 (de marco a dezembro) e 1991 (de janeiro a outubro), representando cerca de 15,42% do total de observações no período. Esses valores faltantes foram estimados e as falhas preenchidas com o uso da técnica de imputação múltipla (Nunes et al., 2009; Camargos et al., 2011).

As primeiras técnicas de imputação foram desenvolvidas através da substituição dos dados faltantes pela média, pela mediana, por interpolação ou até por regressão linear (Elshorbagy et al., 2000). Nesses casos, a técnica é conhecida como imputação única, uma vez que o valor *faltante* é preenchido uma única vez. Entretanto, para considerar a incerteza associada à imputação foi desenvolvida a técnica de imputação múltipla (IM; Nunes et al., 2009). Segundo Harrel Jr. (2001), em casos onde o número de dados faltantes é maior do que 15%, o uso de IM é a mais indicada.

A IM consiste na aquisição de m bancos de dados completos por meio de técnicas adequadas de imputação; análise dos m bancos por um método estatístico tradicional, como se realmente fossem conjuntos completos de dados; e combinação dos m resultados encontrados durante a aquisição para obter a chamada inferência da imputação repetida. Para realização da IM foi utilizado o programa “R”.

Após o preenchimento de falhas na série histórica de vazões, foi realizada a estimativa de vazões médias para cinco sub bacias (Itacaiúnas, Parauapebas, Vermelho, Cateté e Tapirapé) pelo *método da razão da área de drenagem* (Stedinger et al., 1992) e pelo *método das vazões médias mensais padronizadas* (adaptado de Hirsch, 1979), tendo como referência uma única a estação: Fazenda Alegria.

O método da razão da área de drenagem considera que a vazão específica na bacia adotada como referência é igual à vazão específica da bacia interesse. Neste caso, a estimativa da vazão no local de interesse é dada por:

$$\tilde{y}_{ij} = \frac{A_y}{A_x} x_{ij} \quad (\text{Eq. 1})$$

onde, A_y é a área da bacia de interesse, A_x a área de drenagem na estação de referência e x_{ij} o valor da vazão da bacia adotada como referência.

O método proposto por Hirsch (1979) considera que as vazões mensais padronizadas do ponto de referência são iguais às do local de interesse. A padronização da vazão observada é dada por:

$$q_{ij} = \frac{Q_{ij} - \bar{Q}_{ij}}{s_{ij}} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde, q_{ij} é a vazão padronizada no mês i observada no posto de referência j , Q_{ij} é a vazão observada no mês i no posto de referência j , \bar{Q}_{ij} é a média das vazões observadas durante o mês i no posto de referência j e s_{ij} o desvio-padrão das vazões observadas durante o mês i no posto j .

A vazão no local de interesse, para cada mês do ano, pode ser obtida pela equação:

$$Q_{ik} = q_{ij}s_{ik} + \bar{Q}_{ik} \quad (\text{Eq.3})$$

onde, Q_{ik} é a vazão estimada para o mês i no local de interesse k ; \bar{Q}_{ik} e s_{ik} são a média e o desvio-padrão das vazões no mês i no local de interesse k .

O método de estatísticas regionais, proposto por Hirsch (1979), usa equações de regressão para estimar \bar{Q}_{ik} e s_{ik} . Devido a não existência de postos fluviométricos nas sub bacias e, portanto, a indisponibilidade de dados de vazão nos locais de interesse, foram considerados os valores médios mensais e desvios-padrão calculados para as vazões estimadas pelo método da razão de área de drenagem.

Para comparar os métodos utilizados de estimativas das vazões foi calculado o erro, dado por (Hirsch, 1979):

$$\left(\frac{\left[\sum_{j=1}^{20} \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{y_{ij} - \tilde{y}_{ij}}{y_{ij}} \right)^2 \right]}{20 \times 12} \right)^{1/2} \quad (\text{Eq. 4})$$

onde, y_{ij} e \tilde{y}_{ij} são as vazões estimadas por cada método.

A forma utilizada para validar os métodos da razão da área de drenagem (Stedinger et al., 1992) e de Hirsch (1979) foi a análise de regressão com variáveis *dummy* (Neter et al., 1996). Este método é utilizado para comparar duas ou mais equações de regressão que representam os grupos (ou distribuições) identificados pelas variáveis *dummy*. No caso mais simples (modelo de 1ª ordem) e duas equações de retas, o modelo pode ser descrito como:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 D_i + \beta_3 X_1^* D_i + \varepsilon \quad (\text{Eq. 5})$$

onde, Y é a variável resposta, X_1 , a variável explicativa, $D_i = 1$ (grupo 1) ou $D_i = 0$ (grupo 2), e ε o erro.

Portanto, quando $D_i = 0$ (grupo 2) temos:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 \quad (\text{Eq. 6})$$

e quando $D_i = 1$ (grupo 1), temos:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 + \beta_3 X_1 + \varepsilon \quad (\text{Eq. 7})$$

ou

$$Y = (\beta_0 + \beta_2) + (\beta_1 + \beta_3) X_1 + \varepsilon \quad (\text{Eq. 8})$$

Assim, na hipótese de $\beta_2 = \beta_3 = 0$, a equação (8) se transforma na equação (6), indicando que a resposta é a mesma para os dois grupos, ou seja, não há diferença significativa entre os grupos. Se $\beta_2 \neq 0$, significa que os resultados são diferentes para cada variável (grupo 1 e grupo 2). Para $\beta_3 \neq 0$ e/ou $\beta_1 \neq 0$ a taxa de crescimento (ou decrescimento) da variável X_1 é linear (constante) em relação ao grupo 1. Essas equações podem ser ajustadas para modelos de ordem superior e podem ainda ser consideradas possíveis interações entre as variáveis explicativas e as variáveis *dummy*.

Resultados e Discussão

A variação sazonal da precipitação na BHRI

A Figura 2 apresenta a distribuição média mensal da precipitação para toda a área da BHRI obtida por meio dos dados de interpolação do CPC (1986-2005). Observa-se um período de seis meses classificados como úmidos cujos valores médios de precipitação estão acima da média mensal (148,8 mm). O período chuvoso ocorre entre os meses de novembro a abril, sendo o mês de março o mais representativo, atingindo uma média mensal de 299,10 mm de precipitação. O período seco ocorre entre os meses de maio e outubro, sendo julho o mês mais seco, com média de 20,52 mm. Cabe assinalar que os meses de maio e outubro podem ser interpretados como a transição do período chuvoso para o seco, e do seco para o chuvoso, respectivamente.

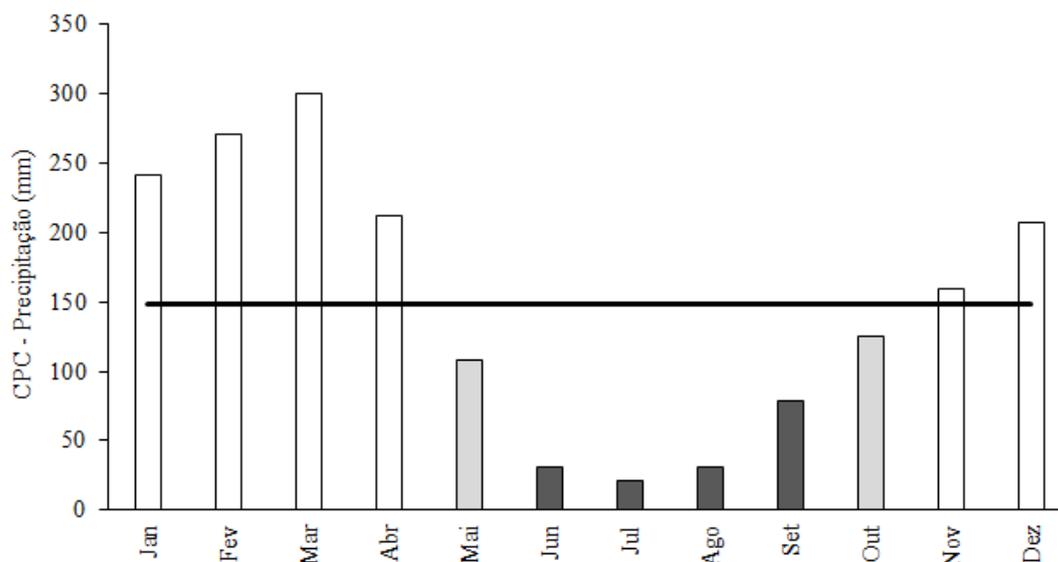


Figura 4. 2. Distribuição da precipitação média mensal ao longo do ano com dados interpolados do CPC do período de 1986-2005. A linha contínua horizontal representa a média (148,8 mm) das médias mensais de precipitação para o período. As barras em branco indicam os meses com precipitação acima da média (período chuvoso). Em cinza (período de transição) e, em preto (período seco), os meses abaixo da média.

O comportamento médio da precipitação na BHRI sugere que a estação chuvosa inicia entre novembro e dezembro pela porção leste da bacia. A análise da série de registros contínuos dos dados observados nas sete estações meteorológicas, revela uma média agregada dos totais anuais em torno de 1.703 mm. A concentração dos maiores índices pluviométricos ocorre entre dezembro e maio representando 71 a 84% do total anual médio precipitado (Tabela 1). Os meses de janeiro, fevereiro e março contribuem com 42 a 52% do total anual médio. O trimestre mais seco ocorre nos meses de junho, julho e agosto quando precipitam, em média, 2,4 a 5,5% do total anual registrado. Para este estudo, o período chuvoso abrange os meses de novembro a maio, com valor médio de precipitação de aproximadamente 1.452 mm. Os totais pluviométricos são reduzidos drasticamente do período chuvoso para o seco. Por exemplo, o máximo de precipitação no período seco corresponde apenas a 25% do mínimo de precipitação do período chuvoso (1.375 mm). O período seco ocorre entre junho e outubro com valores médios de precipitação em torno de 236 mm. Portanto, os totais de precipitação acumulada nas estações, varia de 159 a 321 mm no período seco e de 1.310 a 1.568 mm no chuvoso, revelando uma sazonalidade bem marcada.

A análise realizada a partir dos dados das estações meteorológicas mostra que as quatro estações situadas na porção leste da bacia, distribuídas ao longo de uma linha N-S (Figura 1), apresentam um total anual médio em torno de 1.648 mm. Tais estações estão

instaladas em áreas predominantemente formada por pastagens, núcleos urbanos e estradas pavimentadas e relevo de baixa altitude (< 300m).

A estação na Serra dos Carajás (Pluv_6) apresenta um total anual de precipitação de 1763 mm situada em área de floresta a uma altitude acima de 800 m. As estações Fazenda Caiçara (Pluv_5) e Projeto Tucumã (Pluv_7), localizadas na porção sudoeste em áreas de transição entre a floresta e a pastagem com altitudes inferiores a 400 m, apresentam totais pluviométricos anuais médios em torno de 1.784 mm. Os resultados da análise das estações terrestres mostram uma tendência crescente de incremento dos acumulados de precipitação no sentido de leste para oeste-sudoeste, cujo comportamento pode estar associado a densa cobertura florestal e as altitudes elevadas (600-800 m) da serra de Carajás e as unidades de conservação no seu entorno.

A Figura 3 exibe a variabilidade temporal da precipitação na BHRI, na qual são apresentados os valores médios mensais de dados interpolados pelo CPC e os valores médios mensais das sete estações terrestres para o período de 1986-2005. A figura revela, no geral, um comportamento médio bastante similar entre os dados observados e os dados resultantes da interpolação, sugerindo que os dados do CPC representem os valores médios dos dados observados.

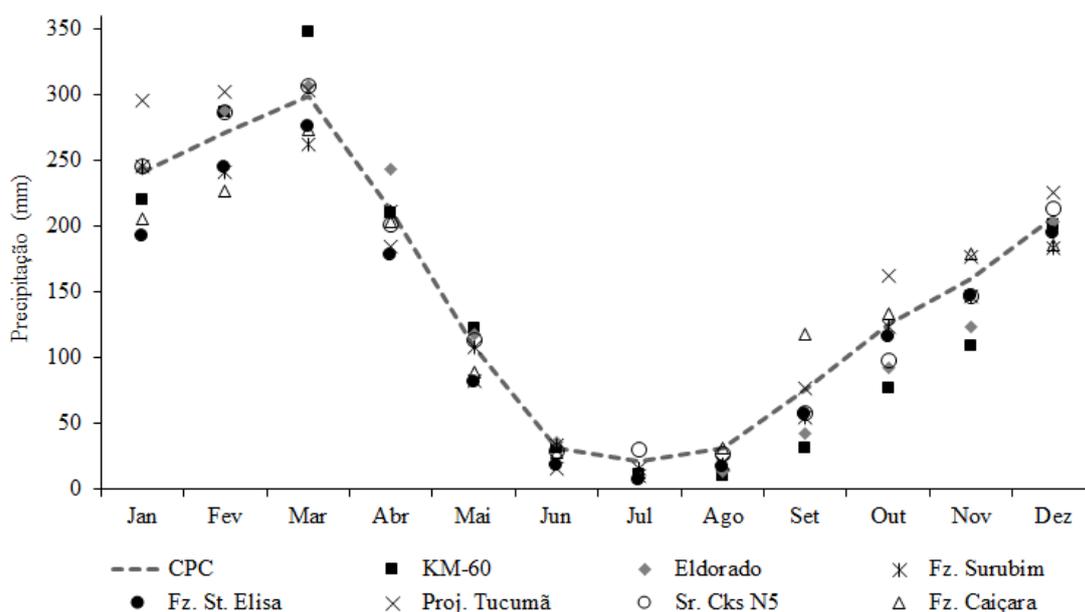


Figura 4. 3. Comportamento temporal da precipitação média mensal entre os valores interpolados pelo CPC e as estações pluviométricas distribuídas na BHRI.

Nesse contexto, quando se comparam os resultados dos dados observados para a BHRI com o estudo regional realizado por Moraes et al. (2005) para o Estado do Pará, percebe-se que os períodos chuvosos e secos são correlatos, o que distingue a BHRI são os períodos de transição: maio representa a transição entre o chuvoso e o seco, e outubro-novembro a transição entre o período seco e o período chuvoso (Tabela 1).

Segundo Hastenrath (1991) e Reboita et al. (2010), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) quando alcança sua posição mais austral de fevereiro a abril, contribui para a precipitação na região norte do Brasil. Nos meses de fevereiro, março e abril as regiões com máxima pluviosidade localizam-se na porção norte da bacia, próximo a Marabá, cujo mês de maior precipitação apresenta uma grande faixa de variação com valores entre 261 mm e 344 mm. Nobre e Shukla (1996), Souza et al. (2000) e Rocha (2001) demonstraram que as regiões de maiores precipitações na Amazônia nos meses de março e abril são moduladas pela ZCIT. Por sua vez, Souza e Ambrizzi (2006) mostraram que a interação entre ZCIT e ZCAS resulta em altos índices pluviométricos na maior parte do leste da Amazônia.

Mais recentemente, Silva Ferreira et al. (2015), demonstraram que a ZCIT é o principal fator atuante sobre a variabilidade climática sobre o Oceano Atlântico Intertropical e principal sistema produtor de chuvas na Amazônia oriental durante a estação chuvosa. Suas análises revelaram um padrão dinâmico robusto relacionado com a ZCIT do Atlântico sul equatorial, com a presença do gradiente da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e que contribui para as chuvas abundantes na Amazônia oriental. A estação menos chuvosa seria influenciada por sistemas frontais que se deslocam da região sul do Brasil e chegam ao sul da Amazônia, interagindo e organizando a convecção local (Ferreira et al., 2004).

A variação sazonal da vazão na BHRI

Na Tabela 2 são apresentadas as médias mensais de vazões observadas e imputadas para a série histórica da estação Fazenda Alegria. Observa-se que o preenchimento dos dados faltantes pela técnica da imputação múltipla manteve o mesmo padrão dos dados observados. Isso é confirmado pela correlação de 0,99 entre as médias mensais de vazões observadas e imputadas, cuja distribuição mostrada na Figura 4 define claramente a sazonalidade na bacia ao longo do ano hidrológico.

Tabela 4. 2. Médias mensais de vazões (m^3/s) observadas e imputadas para a estação Fazenda Alegria (1986-2005).

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
Observadas	761,56	1066,37	1530,06	1397,44	875,50	373,18
Imputadas	746,65	1065,25	1502,80	1393,50	874,80	367,40
Meses	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Observadas	192,85	131,14	118,75	153,27	199,81	395,61
Imputadas	187,58	124,50	110,91	142,10	194,98	385,15

Os cinco primeiros meses do ano (janeiro a maio), referentes ao período chuvoso na região, cujas vazões médias variam de 761,56 a 1.530,06 m^3/s , apresentam uma média de vazões em torno de 1.126 m^3/s . Esse valor é 5,8 vezes maior do que o valor médio dos cinco meses representativos do período seco (junho a outubro) cuja média é de aproximadamente 194 m^3/s . Esse comportamento sazonal das vazões nos permite associá-lo diretamente à variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI.

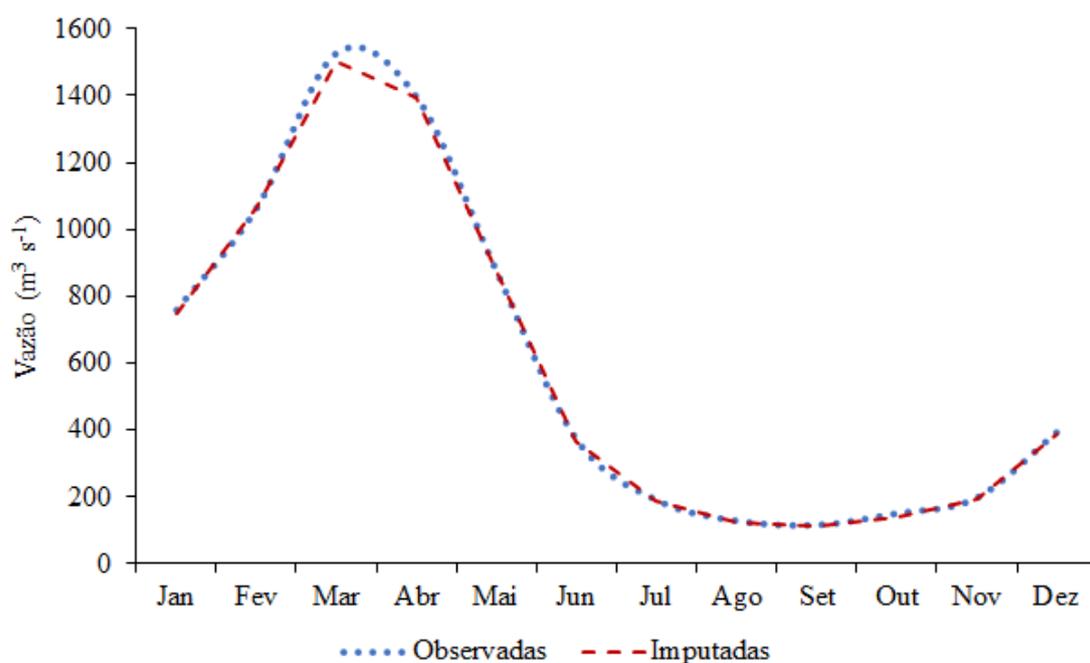


Figura 4. 4. Comportamento das vazões médias mensais observadas e imputadas para a série histórica da estação Fazenda Alegria.

A Tabela 3 apresenta as áreas de drenagens e as razões entre as áreas das sub bacias e área da BHRI, tendo como referência a localização da estação Fazenda Alegria. Essas razões foram utilizadas nas estimativas das vazões das sub bacias pelo método da razão da área de drenagem representado pela equação (1). Nessa equação a vazão a ser estimada é proporcional à área da sub bacia.

Tabela 4. 3. Áreas de drenagens e as razões entre as áreas de drenagem das sub bacias da BHRI. A_i é a área da bacia de interesse e A_j é a área da bacia adotada como referência.

Estação de referência e sub bacias	Área Drenagem (km²)	A_i/A_j
Estação Fazenda Alegria	37.613,00	1,0000
Itacaiúnas	14.817,47	0,3939
Parauapebas	9.522,91	0,2532
Vermelho	7.208,61	0,1917
Cateté	3.400,33	0,0904
Tapirapé	2.663,68	0,0708

A comparação das estimativas das vazões mensais para os dois métodos pode ser observada por meio das Tabelas 4 e 5 e da Figura 6. Na Tabela 4 observam-se que as vazões mensais estimadas pelo método de Hirsch são maiores em relação ao método da razão de áreas para todas as sub bacias. Esse mesmo comportamento é observado nas outras sub bacias. De modo geral, essa informação é confirmada pela estatística descritiva (mínimo, média e mediana) mostrada na Tabela 5. Entretanto, os valores máximos foram maiores para o método de razão de áreas. O erro ou diferença entre as vazões mensais estimadas pelos dois métodos foi calculado de acordo com a equação (4). O menor erro calculado foi para a sub bacia do Itacaiúnas, seguido pelas sub bacias Parauapebas, Vermelho, Cateté e Tapirapé. Observa-se que, quanto maior a área da sub bacia menor o erro.

Tabela 4. 4. Médias mensais de vazões (m^3/s) estimadas pelo método de razão de áreas de drenagens e pelo método de Hirsch no período de estudo (1986 a 2005), na BHRI.

Bacia	Itacaiúnas	Parauapebas	Cateté	Vermelho	Tapirapé
Mês\ Método	Área/Hirsch	Área/Hirsch	Área/Hirsch	Área/Hirsch	Área/Hirsch
Jan	294,1/410,5	189,0/263,9	67,5/94,2	143,13/199,8	52,9/73,8
Fev	419,6/567,1	269,7/364,6	96,3/130,2	204,2/276,0	75,4/101,9
Mar	591,9/724,8	380,5/465,9	135,8/166,4	288,1/352,8	106,4/130,3
Abr	548,9/680,7	352,8/437,6	125,9/156,2	267,1/331,3	98,7/122,4
Mai	344,6/443,9	221,5/285,4	79,1/101,9	167,7/216,1	61,9/79,8
Jun	144,7/186,0	93,0/119,57	33,21/42,7	70,4/90,5	26,0/33,4
Jul	73,89/94,9	47,561,0	16,9/21,8	35,9/46,2	13,3/17,0
Ago	49,04/62,9	31,5/40,5	11,2/14,4	23,9/30,6	8,8/11,3
Set	43,7/58,5	28,1/37,6	10,0/13,4	21,3/28,5	7,8/10,5
Out	55,9/72,3	35,9/46,5	12,8/16,6	27,2/35,2	10,1/13,0
Nov	76,8/105,2	49,4/67,6	17,6/24,1	37,4/51,2	13,8/18,9
Dez	151,7/214,7	97,5/138,0	34,8/49,3	73,8/104,5	27,3/38,6

Tabela 4. 5. Estatísticas descritivas e erros para as vazões mensais (m^3/s) estimadas das sub bacias da BHRI.

Sub bacia	Método								Erro
	Razão de área de drenagem				Hirsch (1979) adaptado				
	Mínimo	Média	Mediana	Máximo	Mínimo	Média	Mediana	Máximo	
Itacaiúnas	15,2	232,85	128,02	1058,41	46,03	301,8	192,7	1042	3,55
Parauapebas	9,77	149,67	82,29	680,35	29,59	194	123,8	670	5,52
Vermelho	7,4	113,32	62,3	515,1	22,4	146,9	93,76	507,2	7,29
Cateté	3,49	53,44	29,38	242,91	10,56	69,27	44,21	239,2	15,46
Tapirapé	2,73	41,85	23,01	190,24	8,27	54,25	34,63	187,3	19,74

As Figuras 5A-5B e 5C-5D apresentam as vazões estimadas para as sub bacias pelo método da razão da área de drenagem e pelo método de Hirsch (1979), respectivamente, tendo como referência os valores de vazões mensais observados da Fazenda Alegria. Na Figura 5A, observa-se que as sub bacias dos rios Tapirapé e Cateté apresentaram menores estimativas de

vazões mensais em relação às sub bacias de Itacaiúnas, Parauapebas e Vermelho (Figura 5B). Isso era esperado, pois as sub bacias com áreas maiores apresentam maiores estimativas de vazões mensais (Tabela 3).

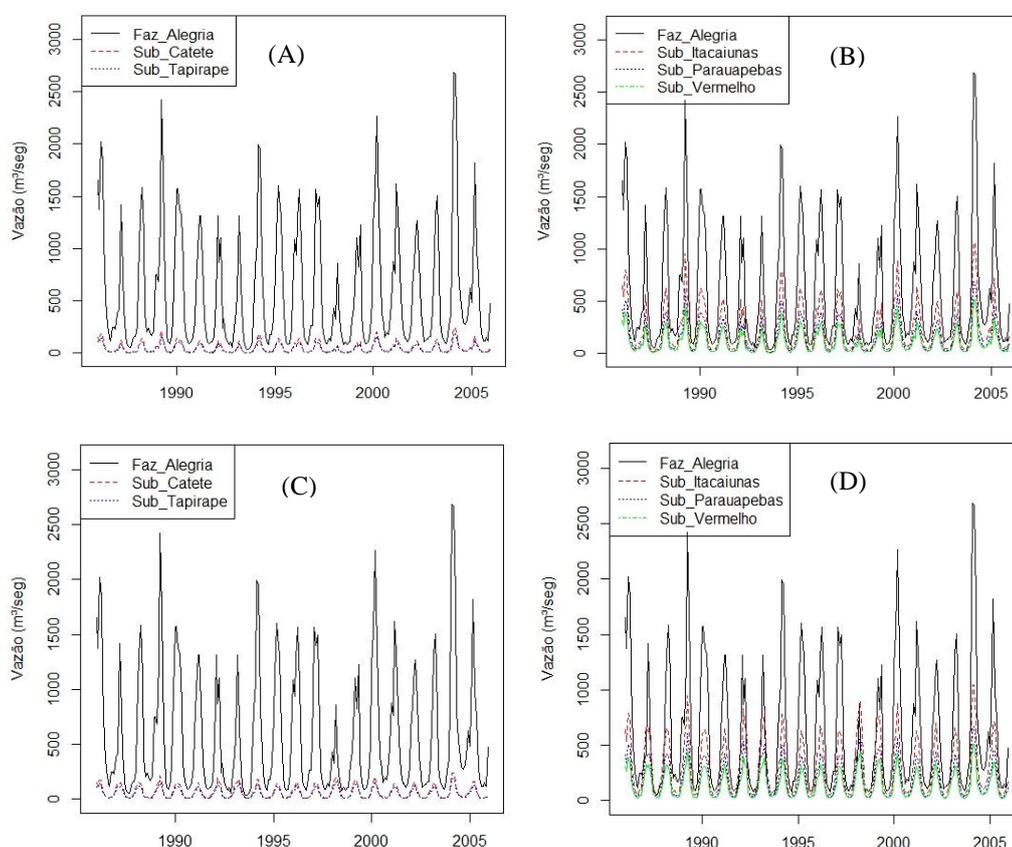


Figura 4. 5. Vazões mensais estimadas pelo método da razão da área de drenagem (A e B) e pelo método de Hirsch (C e D) para as sub bacias dos rios: Cateté e Tapirapé (A e C), e Itacaiúnas, Parauapebas e Vermelho (B e D), sendo a Fazenda Alegria a estação de referência (linha contínua em preto), no período de 1986 a 2005, na BHRI.

Esse comportamento é observado tanto para o método de razão de áreas quanto pelo método de Hirsch adaptado (Figuras 5C e 5D). Isso pode ter ocorrido devido à falta de dados nas sub bacias de interesse. Assim, utilizou-se os desvios-padrão calculados pelas estimativas das vazões mensais obtidas pelo método da razão de áreas nessas bacias. Pode-se observar nas Figuras 5A e 5B que as estimativas das sub bacias com áreas menores claramente apresentam menores variabilidades e vice-versa. A estimativa do comportamento das vazões a partir da área de drenagem pode ser considerada uma simplificação, cuja correspondência deve variar conforme a dinâmica fluvial da região.

Comparação entre vazões estimadas e medidas

Utilizou-se a série de vazões medidas na estação Fazenda Rio Branco (Fluv_1), com registro contínuo no período de 04/1985 a 08/1995 (Tabela 6), e situada a aproximadamente 22 km do exutório da sub bacia do rio Parauapebas, para comparar as vazões estimadas neste estudo. Com o objetivo de validar as estimativas de vazão pelos dois métodos foi utilizada a metodologia de regressão com variáveis *dummy*, permitindo a comparação entre as distribuições, ou seja, entre as curvas de vazões mensais estimadas pelos métodos de razão das áreas de drenagem e o método de Hirsch adaptado em relação às vazões medidas na estação Fazenda Rio Branco. Na Figura 6A observa-se que o comportamento das vazões estimadas pelos dois métodos para a sub bacia do rio Parauapebas apresentam comportamento similar às vazões observadas na Fazenda Rio Branco, situada dentro da mesma sub bacia.

Tabela 4. 6. Vazões médias mensais (m³/s) medidas na estação Fazenda Rio Branco na sub bacia do rio Parauapebas no período de 04/1985 a 08/1995.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Fz. Rio Branco	185,09	201,71	451,31	196,00	96,38	91,33	37,41	29,97	19,19	30,76	44,17	129,36

A análise de regressão com variáveis *dummy* (Neter et al., 1996) de 3^a ordem permitiu fazer uma análise comparativa das distribuições. O modelo de 3^a ordem utilizado é apresentado a seguir:

$$Vazão = \beta_0 + \beta_1 mes + \beta_2 mes^2 + \beta_3 mes^3 + \beta_4 Met(H) + \beta_5 Met(R) + \varepsilon \quad (Eq. 9)$$

onde *Met(R)* representa o método da razão de área de drenagem e *Met(H)* o método de Hirsch, vazões padronizadas, sendo que utilizou-se como referência os dados de vazão da estação Fazenda Rio Branco. Os resultados do modelo (Eq. 9) são apresentados na equação 10 (Eq. 10) e esquematicamente na Figura 6B.

$$Vazão = \frac{71,97}{(0,263)} + \frac{175,75}{(0,00)}mes + \frac{-40,72}{(0,00)}mes^2 + \frac{2,20}{(0,00)}mes^3 + \frac{67,96}{(0,015)}Met(H) + \frac{23,66}{(0,378)}Met(R) + \varepsilon \quad (Eq. 10)$$

O valor do R² múltiplo obtido foi de 0,8113, indicando que o modelo explica mais de 80% da variabilidade dos dados. Os valores entre parênteses abaixo de cada estimativa na equação 10 representam o nível descritivo, *p*, para as respectivas estimativas dos parâmetros

do modelo. Nesse sentido, os resultados mostram que os parâmetros β_1 , β_2 e β_3 foram significativos, ou seja, diferentes de zero, indicando que o modelo de ordem 3 se ajusta melhor e mais adequadamente aos dados. A estimativa do parâmetro β_4 foi significativa ($p < 0,015$). Isso indica que o método de Hirsch superestimou os valores de vazão em relação aos dados de vazão observados da Fazenda Rio Branco. A estimativa do parâmetro β_5 foi não significativa, indicando que a distribuição de vazão mensal para os valores estimados pelo método da razão de áreas e os valores medidos na Fazenda Rio Branco não apresentam diferenças significativas entre si.

Em resumo, os valores de vazão estimados pelo método da razão de áreas são compatíveis como os valores de vazão medidos, enquanto os valores de vazão estimados pelo método de Hirsch adaptado superestimaram os valores de vazão medidos na estação Fazenda Rio Branco.

Esses resultados podem ser visualizados na Figura 6B, a qual apresenta os modelos ajustados para cada distribuição dos valores de vazão mensais estimadas e observadas. Neste caso, percebe-se que a curva obtida pelo modelo da razão entre áreas de drenagem situa-se mais próximo à curva definida pelo modelo das vazões medidas na estação Fazenda Rio Branco quando comparada à curva definida para o modelo das vazões estimadas pelo método de Hirsch.

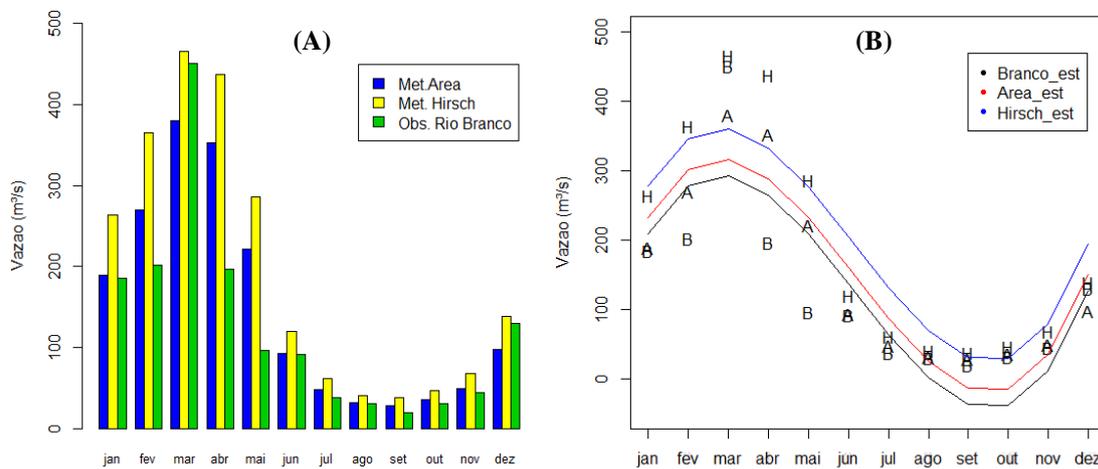


Figura 4. 6. (A) Valores estimados para a sub bacia Parauapebas e observados para a estação Fazenda Rio Branco, e (B) Modelos ajustados para as vazões estimadas pelo método da Área (A) e método de Hirsch (H) e para as vazões observados na Fazenda Rio Branco (B), representados pelas linhas vermelha, azul e preta, respectivamente.

As vazões mensais estimadas para a sub bacia do rio Parauapebas, realizadas pelos métodos da razão de áreas e método de Hirsch adaptado foram considerados representativos de toda a sub bacia e, deste modo, comparados com as vazões mensais observadas na Fazenda

Rio Branco para a avaliação das metodologias. Foi realizada outra análise considerando o método da razão de área como referência. Neste caso, os resultados mostraram que não houve diferenças estatisticamente significativas entre as vazões estimadas pelos métodos da razão de área e Hirsch nem entre as vazões estimadas pelo método da razão de área com as vazões observadas da Fazenda Rio Branco.

Considerando que se tem apenas um posto de observação (Fazenda Alegria) que apresenta uma série histórica que pode ser utilizada como referência, e que as demais vazões foram estimadas a partir da área de drenagem, os valores obtidos devem ser observados com critério. Para Andrade et al. (2004) e Ribeiro et al. (2005) a análise de regressão investiga como as variações em uma ou mais variáveis independentes afetam a variação da variável dependente. O ideal seria que houvessem outros postos de medição que permitissem aferir o nível de ajuste entre o calculado e o observado, como é o caso da estação Fazenda rio Branco na bacia do rio Parauapebas.

Estes resultados reforçam o exposto por Silva Júnior et al. (2003) ao afirmar que a regionalização é uma ferramenta útil para o conhecimento hidrológico espacial, porém existem sérias limitações à extrapolação dos seus resultados para bacias de menor porte (Cateté e Tapirapé), gerando incertezas na tomada de decisão. A regionalização não substitui as informações, apenas busca uma melhor estimativa em face das incertezas existentes; onde a informação gerada demanda pela sua validação a partir de dados observados.

Conclusão

Os resultados obtidos para a precipitação mostraram-se compatíveis com o comportamento sazonal definido para a região cuja correlação entre os dados observados e os interpolados pelo CPC demonstraram que este representa bem a variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI. A análise dos resultados das estações meteorológicas mostrou uma tendência de incremento na precipitação de leste para oeste, cujo comportamento pode estar associado a densa cobertura florestal que compõe o mosaico de UC's, combinado com altitudes elevadas (600-800 m) da Serra de Carajás.

A avaliação do comportamento das vazões da estação Fazenda Alegria com dados fluviométricos disponíveis apresentou resultados consistentes com o comportamento sazonal das curvas de vazão dentro do ano hidrológico. Os métodos testados mostraram resultados diferenciados em termos absolutos, porém, as curvas de vazões estimadas acompanham o comportamento da curva de vazões medidas na estação Fazenda Rio Branco. Esse

comportamento sazonal das vazões nos permite associá-lo diretamente à variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI.

Recomenda-se a ampliação da rede de monitoramento hidro meteorológico na BHRI para a construção de modelos hidrológicos. Sugere-se também que trabalhos futuros avaliem as relações entre a precipitação e vazão considerando outras variáveis climáticas, tais como evapotranspiração e temperatura ou, ainda, variáveis ambientais como taxa de desmatamento, solo e vegetação a fim de melhor compreendermos como estes processos influenciam as vazões dos rios da Amazônia.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer o apoio financeiro dado pelo Instituto Tecnológico Vale (ITV). Os autores agradecem aos membros da DIPF da Vale S.A. pela disponibilização de dados e informações. Agradecemos ao CNPq pela concessão de Bolsa de Pesquisa DTI-A à quarta autora deste trabalho, e a Bolsa de Produtividade em Pesquisa ao quinto e sexto autores.

Referências

- Alvares, C.A.; Stape, J.L.; Sentelhas, P.C.; Gonçalves, J.L.M.; Gerd Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift* 22, 711–728.
- Andrade, E.M.; Porto, M.M.; Costa, R.N.T.; Meireles, M.; Neto, J.A.C., 2004. Regionalização de modelos de vazões médias de longo período para o Estado do Ceará. *Revista Ciência Agronômica* 35, 139-148.
- Barbosa, S.E.S.; Barbosa Júnior, A.R.; Silva, G.Q.; Campos, E.N.B.; Rodrigues, V.C., 2005. Geração de modelos de regionalização de vazões máximas, médias de longo período e mínimas de sete dias para a Bacia do Rio do Carmo, Minas Gerais. *Engenharia Sanitária e Ambiental* 10, 64-71.
- Brasil, 2003. Resolução nº 32, de 15 de outubro de 2003 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos. Institui a Divisão Hidrográfica Nacional, em regiões hidrográficas. In: *Recursos Hídricos – Conjunto de Normas Legais*. 2 ed., Brasília: Secretaria de Recursos Hídricos do Ministério do Meio Ambiente 2002.
- Camargos, V.P.; César, C.C.; Caiaffa, W.T.; Xavier, C.C.; Proietti, F.A., 2011. Multiple imputation and complete case analysis in logistic regression models: a practical assessment

- of the impact of incomplete covariate data. *Cad. Saúde Pública*, Rio de Janeiro 27 (12), 2299-2313.
- Chen M.; Xie P.; CPC. Quality Control Working Group., 2008. Quality control of daily rainfall report at NOAA/CPC, in Proceedings of the AMS 12th Conferences on IOAS-AOLS, New Orleans, LA, USA. Disponível: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip.orig/CPC_UNI_PRCP/GAUGE_GLB/DOCU/CPC%20GTS%20QC%20AMS2008MingyueChen.pdf. Acesso: 25 out 2016.
- Elshorbagy, A.A.; Panu, U.S.; Simonovic, S.P., 2000. Group-based estimation of missing hydrological data: I. Approach and general methodology. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques* 45, 849-866.
- Ferreira, N.J.; Sanches, M.; Silva Dias, M.A., 2004. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia* 19, 89-98.
- Fioreze, A.P.; Oliveira, L.F.C.; Franco, A.P.B., 2008. Avaliação do desempenho de equações de regionalização de vazões na bacia hidrográfica do Ribeirão Santa Bárbara, Goiás, Brasil. *Revista Ambiente & Água, Na Interdisciplinary Journal of Applied Scienc* 3, 62-76.
- Hastenrath, S., 1991. *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands 488.
- Harrel Jr., F.E., 2001. *Regression modeling strategies: with applications to linear models, logistic regression and survival analysis*. New York: Springer-Verlag.
- Hirsch, R.M., 1979. An Evaluation of Some Record Reconstruction Techniques. In: *Water resources research*, December 1979. U.S. Geological Survey, National Center, Reston, Virginia 2 2092, 15.
- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia, 1992. Normais Climatológicas 155p.
- Kassam, A.H., 1979. Multiple cropping rainfed productivity in Africa. Working Paper No. 5. FAO, Rome, Italy 88p.
- Kroll, C.; Luz, J.; Allen, B.; Vogel, R.M., 2004. Developing a watershed characteristics database to improve low streamflow prediction. *Journal of Hydrologic Engineering* 9, 116-125.
- Moraes, B.C.; Costa, J.M.N.; Costa, A.C.L.; Costa, M.H., 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica* 35 (2), 207-214.
- Neter, J. Kutner, M.; Wasserman, W.; Nachtsheim, C., 1996. *Applied linear statistical models*. Chicago: Irwin.

- Nobre, P.; Shukla, J., 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9, 2466-2479.
- Nunes, L.N; Klück, M. M.; Fachel, M. G., 2009. Uso da imputação múltipla de dados faltantes: uma simulação utilizando dados epidemiológicos. *Cad. Saúde Pública* 25, 2.
- Oliveira, L F.C.; Fioreze, A.P., 2011. Estimativas de vazões mínimas mediante dados pluviométricos na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santa Bárbara, Goiás. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 15, 1, 9–15.
- Reboita, M.S.; Gan, M.A.; Rocha, R.P.Da; Ambrizzi, T., 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia* 25, 185–204.
- Ribeiro, C.B.M.; Marques, F.A.; Silva, D.D., 2005. Estimativa e regionalização de vazões mínimas de referência para a Bacia do Rio Doce. *Engenharia na Agricultura* 13, 103-117.
- Rocha, E.J.P., 2001. Balanço de umidade e influências de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. 2001. 210 p. Tese (Doutorado). São José dos Campos, INPE.
- Silva, V.B.S.; Kousky, V.E.; Shi, W.; Higgins, R.W., 2007. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal Hydrometeorology* 8, 847–861.
- Silva Ferreira, D.B.; De Souza, E.B.; Moraes, B.C.; Meira Filho, L.G., 2015. Spatial and Temporal Variability of Rainfall in Eastern Amazon during the Rainy Season. *The Scientific World Journal*. Disponível: Article ID 209783, 9 pg. <http://dx.doi.org/10.1155/2015/209783>. Acesso: 23 jun. 2016.
- Silva Jr, O.B., 2001. Análise da escala das variáveis hidrológicas e do uso do solo na bacia do Potiribu - RS. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Porto Alegre.
- Silva Júnior, O.; Bueno, E.; Tucci, C.; Castro, N., 2003. Extrapolação espacial na regionalização da vazão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 8, 21-37.
- Soares, P.A.; Pinheiro, A., Soares, K.H.; Zucco, E., 2010. Estimativa da disponibilidade hídrica em pequenas bacias hidrográficas com escassez de dados fluviométricos. *Revista de estudos ambientais [online]* 12, 29-38. Disponível: [file:///C:/Users/b0026/Downloads/1873-6485-1-PB%20\(1\).pdf](file:///C:/Users/b0026/Downloads/1873-6485-1-PB%20(1).pdf). Acesso: 23 mai 2015.
- Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C., 2000. On the Influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole Pattern on the Amazonian Rainfall During 1960-1998. *Acta Amazônica* 30, 305-318.

- Souza, E.B.; Ambrizzi, T., 2006. Modulation of the Intraseasonal Rainfall over Tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. *International Journal of Climatology* [online] 26. Disponível: www.interscience.wiley.com DOI: 10.1002/joc.1331. Acesso: 23 mai. 2015.
- Souza-Filho, P.W.M.; Souza, E.B.; Silva Júnior; R.O.; Nascimento Júnior; W.R.; Mendonça; B.R.V.; Guimarães, J.T.F.; Dall’Agnol, R.; Siqueira, J.O., 2016. Four decades of land-cover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. *Journal of Environmental Management* 167, 175-184.
- Stedinger, J.R.; Vogel, R.M.; Foufulageorgiou, E., 1992. Chap. 18.5. Regionalization, in Maidment, D. R. (ed.): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, N. York 18.33-18.66.
- Tucci, C.E.M., 2002. Regionalização das Vazões. Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL -IPH, UFRGS. Porto Alegre 254p.
- Xie, P.; Yatagai, A.; Chen, M.; Hayasaka, T.; Fukushima, Y.; Liu, C. Yang, S., 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia, *Journal Hydrometeorology* 8, 607– 626.

5 THREE DECADES OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATE FOR A WATERSHED IN THE EASTERN AMAZON

RENATO OLIVEIRA DA SILVA JÚNIOR^{1,2*}; EVERALDO BARREIROS DE SOUZA^{1,2}; ALEXANDRA LIMA TAVARES²; JOSÉ AROUDO MOTA²; DOUGLAS BATISTA SILVA FERREIRA^{1,2}; PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA-FILHO^{2,3}; EDSON JOSÉ PAULINO DA ROCHA¹.

¹Universidade Federal do Pará, Instituto Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Av. Augusto Correa 1, Guamá, 66075-110 Belém, PA, Brasil

²Instituto Tecnológico Vale, Rua Boaventura da Silva 955, Nazaré, 66055-090 Belém, PA, Brasil

³Universidade Federal do Pará, Instituto Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Av. Augusto Correa 1, Guamá, 66075-110 Belém, PA, Brasil

Keywords: Calibration, Decades, Eastern Amazon, Evapotranspiration; Methods; Watershed.

Running title: reference evapotranspiration in eastern Amazon

Academy section: Earth Sciences

***Corresponding author:**

Renato Oliveira da Silva Júnior

Instituto Tecnológico Vale, Rua Boaventura da Silva 955, Nazaré, 66055-090 Belém, PA, Brasil

Telephone: +55(91)3213-5562

Email: renato.silva.junior@itv.org; Telephone: +55(91)3213-5562

ABSTRACT

This study estimated the reference evapotranspiration rate (ET_o) for the Itacaiúnas River Watershed (IRW), Eastern Amazonia, and measured the accuracy of eight empirical equations: Penman-Monteith (PM), Priestley-Taylor (PT), Hargreaves and Samani (HS), Camargo (CAM), Thornthwaite (TH), Hamon (HM), Kharrufa (KF) and Turc (TC) using monthly data from 1980 to 2013. In addition, it verifies the regional applicability to the IRW using a for the Marabá-PA station. The methods TC and PM (FAO56) presented the best results, which demonstrate that radiation and higher temperatures are the dominant drivers in the Evapotranspiration process, while relative humidity and wind speed have a much smaller impact. The temporal and spatial variability of ET_o for IRW show has strong seasonality, increasing during the dry season and decreasing during the rainy season. The statistical analyses at 1% level of significance, indicates that there is no correlation of the residuals between the dry and rainy seasons, and test of the physical parameters such as mean temperature, solar radiation and relative air humidity explains the variations of ET_o.

INTRODUCTION

The hydrological cycle represents the continuous movement of water on the Earth under the action of gravity and solar energy. Evaluating the terms that make up the water balance equation, especially evapotranspiration (ET), involves the survey of observed data or the development of expressions that represent the transport mechanism of water volumes. The reference evapotranspiration (ET_o) represents the process of water loss to the atmosphere, considering a standard grassy surface covering the soil, with no humidity restriction. ET_o is controlled by the energy balance, the atmospheric demand, and the supply of water from the soil to plants (Pereira et al. 1997). Xu and Singh (2001, 2002) divide the methods of estimating ET_o into five different categories based on (i) water balance, (ii) mass transfer, (iii) combined methods, (iv) radiation, and (v) air temperature.

Various studies worldwide have demonstrated that the Penman-Monteith method (PM-FAO56) is quite accurate (Xu and Chen 2005, Yoder et al. 2005, López-Urrea et al. 2006, Jabloun and Sahli 2008, Barros et al. 2009, Carvalho et al. 2011, Xavier et al. 2015, Caporusso and Rolim 2015). This model has been validated in relation to the data measured by lysimeters under various climatic conditions. For this reason, it has been considered the best method to estimate ET_o and is widely used as a standard for comparison with other empirical methods (Allen et al. 2005, Allen et al. 1998, ASCE-EWRI 2005, Berti et al. 2014, Djaman et al. 2015, Dehghani Sanij et al. 2004, Ghamarnia et al. 2015, Itenfisu et al. 2003, Jain et al. 2008, Lima et al. 2013, Pandey et al. 2014, Pereira et al. 2015, Tabari et al. 2013, Widmoser 2009, Mohan and Arumugam 1996, Xu et al. 2013). Empirical or deterministic models with a physical basis, with or without random or probabilistic components, are used to calculate ET_o (Soares et al. 2003, Borges and Mendiondo 2007).

Nandagiri and Kovoov (2006) evaluated the performance of seven different empirical methods for the determination of ET_o under different climatic conditions in India, and they reported that the empirical equation of Turc is the best option under humid conditions. Tabari et al. (2013) compared 31 different ET_o equations, including two new radiometric equations they developed (similar to the work of Irmak et al. 2003) in the north of Iran (in a humid environment), considering the PM-FAO56 equation as the standard. The results revealed that the developed equation performed better than the other equations selected. Thus, the radiation-based models were the most appropriate options for estimating ET_o. Carvalho et al. (2011), in turn, argued that some studies are variants of the PM-FAO method, seeking better

fits for certain regions (Temesgen et al. 2005, Allen et al. 2006, Gavilán et al. 2007, Gavilán et al. 2008).

In Brazil, many studies have tested the accuracy of different models for determining ETo. In the North region (Boa Vista - Roraima), using a monthly scale, the best results were obtained with the Blaney-Criddle (BC) method (Caporusso and Rolim 2015). In the Center-West region {Aquidauana - Mato Grosso, Oliveira et al. (2011)} obtained results with acceptable accuracy using the methods of Hargreaves and Samani (HS) and Camargo (CAM). In the South region (Santa Maria - Rio Grande do Sul), Medeiros (1998) concluded that on a daily scale, the methods of Penman (PEN), Camargo (CAM), and Tanner and Pelton provide the best results. In the Southeast region (Mantiqueira mountain range - Minas Gerais), Pereira et al. (2009) concluded that the Haise, Penman (PEN), Solar Radiation (SR), and Blaney-Criddle (BC) methods had the best accuracy. The differences among the ETo values estimated by the various methods in different regions of Brazil lie in the characteristics and specificities of the regional climate, as demonstrated by Camargo and Camargo (2000) after an analysis of some methods used to calculate ETo for different regions of São Paulo state.

Most Brazilian watersheds lack hydrometeorological monitoring stations suitable for obtaining reliable data that enable accurate estimates of evapotranspiration and, consequently, water availability. Unfortunately, this scenario is more pronounced in the Amazon region. The search for alternative solutions is essential, given the limited number of instruments in operation and the lack of historical data. Thus, the objectives of this study are to i) estimate the reference evapotranspiration (ETo) for the Itacaiúnas River Watershed (IRW), located in the eastern Amazon; ii) assess the accuracy of the following eight empirical equations, using mean monthly data for 1980–2013: Penman-Monteith (PM) — which was recommended by the FAO (Allen et al. 1998) — Priestley-Taylor (PT), Hargreaves and Samani (HS), Camargo (CAM), Thornthwaite (TH), Hamon (HM), Kharrufa (KF), and Turc (TC); and iii) test the regional applicability to the IRW, calibrating the selected methods using a data series (1980–2013) from the Marabá (Pará) station.

MATERIALS AND METHODS

STUDY SITE

The IRW is located in the Tocantins-Araguaia hydrographic region (Brasil 2003), situated approximately 600 km south of the equator, draining an area of approximately 42,000

km² (Figure 1). The Carajás plateau is a prominent feature in the landscape of the area, whose altitude ranges from 600 to 900 m, which contrasts with the adjacent areas with altitudes ranging from 80 to 300 m. In the area of the basin, originally two types of land cover predominate — tropical rainforest and mountain savannah — but, at present, the land use is dominated by extensive pastures that surround a mosaic of forest remnants. The latter occupy indigenous lands and other protected conservation areas, which occupy cover 11,700 km², or approximately a quarter of the area of the basin (Souza-Filho et al. 2016). The climate in the region is typical monsoon (Am) (Alvares et al. 2014). In the region, the rainy season (November to May) and dry season (June to October) are well defined — the rates for the total annual rainfall can vary between 1,800 and 2,300 mm during the rainy season and from less than 10 mm to a maximum of 350 mm during the dry season (Moraes et al. 2005, Silva Júnior et al. 2017).

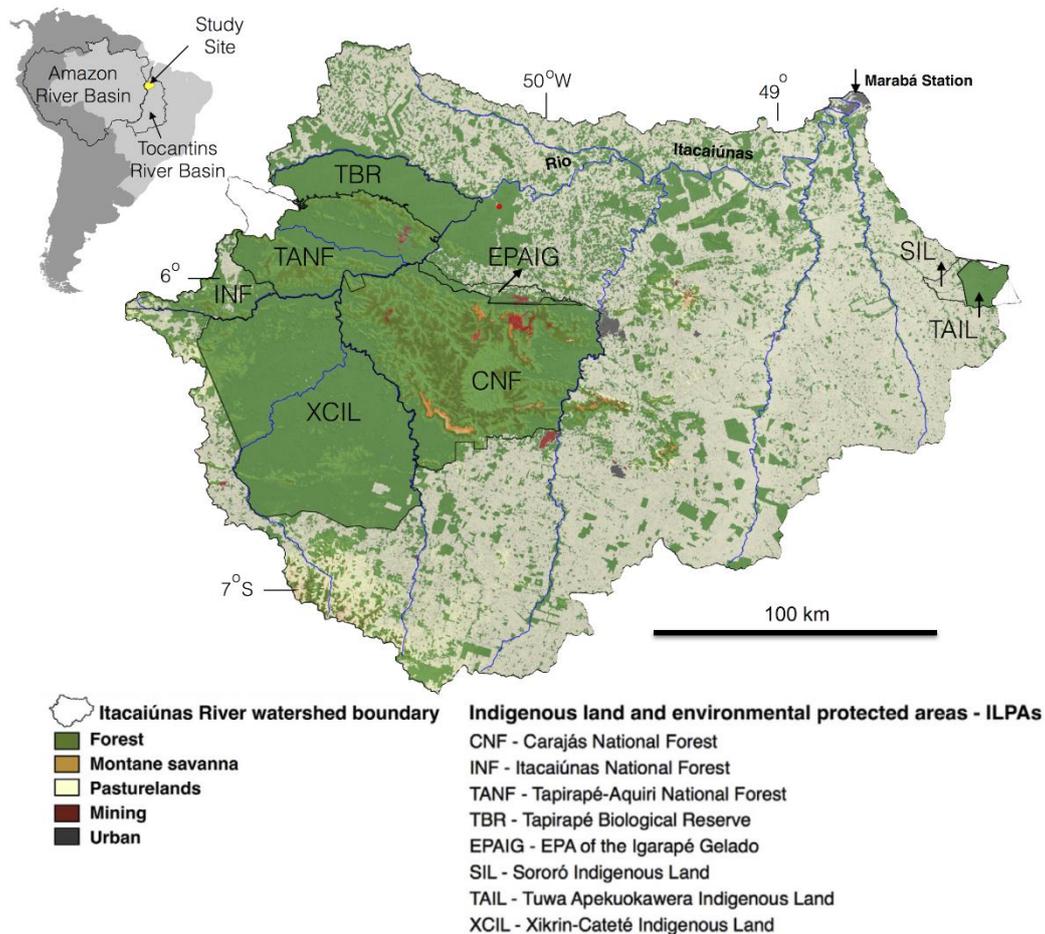


Figura 5. 1. Location map of the Itacaiúnas River Watershed (IRW), showing the contrast in vegetation between protected areas and areas dominated by pastures.

Source: By Autor, modified from Souza-Filho et al. 2016.

ENERGY BALANCE

Surface radioactive processes can influence significantly the distribution of moisture and heat between soil and atmosphere, thus affecting the behavior of the weather, the climate, and the Earth's biosphere (Bastiaanssen et al. 1998, Roerink et al. 2000). The energy exchanges in the soil-vegetation-atmosphere interface, which occur via the net radiation (R_n) and heat flux {soil (G), sensible (H), and latent (LE)} components, are essential for climate and hydrological modeling (Machado et al. 2014). The latent heat flux (LE), which represents the loss of water from the surface in the form of vapor, can be converted into evapotranspiration (ET) in units of $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$, which is an essential component for calculating the water balance. In turn, the term “ LE ”, in units of $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, is used in studies of the energy balance (EB) of the Earth's surface and includes all the major sources of energy (R_n) and energy consumption (ET , G , and H). The LE is obtained as a residual from the classical surface energy balance equation (Liu 2007):

$$ET = R_n - G - H \quad (1)$$

in which R_n is the net radiation, H is the sensible heat flux density, and G is the heat flux density in the soil, all in W m^{-2} .

The determination of the energy balance on the Earth's surface involves two parts: the first consists of quantifying the net energy (R_n) of the fluxes of the shortwave and longwave radiation received and emitted by the surface, and the second part involves estimating the fluxes (G , H , and LE) from utilization of the net radiation available on the Earth's surface (Liu 2007, Machado et al. 2014). The ET_o can be quantified directly through lysimeter measurements or can be calculated indirectly using the energy balance approach (empirical models). The direct measurements using lysimeters are time consuming and require precise instrumentation. The indirect approach used in this work is based on meteorological data available at terrestrial stations.

DATA ACQUISITION AND METHODS FOR ESTIMATING ET_o

Six variables were used to determine the reference evapotranspiration (ET_o): maximum air temperature (T_{\max} , °C), minimum air temperature (T_{\min} , °C), mean air temperature (T_{mean} , °C), wind velocity (u_2 , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at a height of 2 m, solar radiation (R_s , $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), and relative air humidity (RH , %). These data were extracted using the Grid Analysis and

Display System (GrADS) software and were based on the grid-interpolated dataset from Xavier et al. (2015), which used the daily observation data of 3,625 conventional and/or automatic weather stations installed in the major Brazilian watersheds (for the period between January 1, 1980 and December 31, 2013) belonging to the Brazilian Meteorology Institute (Instituto Nacional de Meteorologia - INMET), the Brazilian Water Agency (Agência Nacional de Águas - ANA), and the São Paulo Department of Water and Electrical Energy (Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo - DAEE). The ETos were calculated using the methods described in Table I.

To validate the regional applicability of this study, the daily records for the period between 01/01/1980 and 12/31/2013 of the Meteorological Database for Education and Research (Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa - BDMEP) provided by INMET for the Marabá station — located in the extreme northeast of the IRW (latitude of 05° 21' 36" S, longitude of 49° 07' 48" W, and altitude of 95 m) — were used. The "solar radiation" variable was estimated from insolation values via the empirical equation described in Allen et al. (1998). The albedo used for this station was obtained via the weighted mean of the albedo values used in the literature (Allen et al. 1998) for areas of pasture (0.23).

STATISTICAL TESTS

Statistical tests were performed for the physical parameters mean temperature (T_{mean}), solar radiation (R_s), relative air humidity (RH), and wind velocity (V_w) to assess the level of contribution of each of these parameters to the estimation of the reference evapotranspiration (ETo). Subsequently, several methods were tested in order to define the method that best represents the behavior of the ETo in the IRW. This was done considering that the energy exchanges in the soil-vegetation-atmosphere interface are determining factors in the behavior of the mentioned physical parameters and that they differ significantly during the rainy and dry seasons in the basin.

Significance tests were applied via the Ordinary Least Squares (OLS) method, Student's t-test (t), and other special tests such as the adjusted coefficient of determination (R^2), standard error of estimate (Se), Fisher's F-test (F), Kolmogorov-Smirnov test of normality (KS), and Durbin-Watson autocorrelation test (DW). It is important to note that the performance classification for model selection was based on the statistical results of the estimates of all of these tests. Thus, the best fitting model was chosen considering that the

estimated model satisfies all the estimates. The correlation between the values estimated by the standard method and the values estimated by the other models was analyzed using the software SPSS v. 21.

Tabela 5. 1. Empirical methods used to estimate the ETo of the IRW and the Marabá station.

Method	Equations	Input variables	Constants	Remarks	References
Radiation Based					
Penman-Monteith (PM-FAO)	$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$	T_{mean}, T_{max} $RH_{min},$ RH_{max}, R_s, u_2	γ	Standard method for estimating ETo.	Allen et al. 1998
Priestley-Taylor (PT)	$ET_o = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right)$	$T_{min}, T_{max},$ $RH_{min},$ RH_{max}, R_s	γ	Simplification of the PM-FAO method — uses fewer variables in the calculation.	Priestley and Taylor 1972, Sentelhas et al. 2010, Allen 2000
Turc (TC)	$ET_o = a_T 0.013 \frac{T_{mean}}{T_{mean} + 15} \frac{23.8856R_s + 50}{\lambda}$ $a_T = 1, \text{ if } RH_{mean} \geq 50\%$ $a_T = 1 + \frac{50 - RH_{mean}}{70}, \text{ if } RH_{mean} < 50\%$	T_{min}, T_{max}, R_s	a_T	Gives good estimates for coastal and humid regions.	Turc 1961, Allen 2000, Tabari 2010
Temperature Based					
Hargreaves and Samani (HS)	$ET_o = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a$	T_{min}, T_{max}		Method rarely recommended for regions with a humid climate.	Hargreaves and Samani 1985, Allen et al. 1998, Medeiros 1998, Sousa et al. 2010
Camargo (CAM)	$ET_o = 0.01R_a T_{mean} K$	T_{min}, T_{max}	K	Requires only temperature data.	Camargo 1971, Pereira et al. 1997
Thornthwaite (TH)	$ET_o = ET' \frac{N}{12} \frac{n}{30}$ $ET' = 16 \left(\frac{10T_{mean}}{I} \right)^a$ $a = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1.7912 \cdot 10^{-2} I + 0.49239$ $I = \sum_{j=1}^{12} i_j$ $i = \left(\frac{T_{mean}}{5} \right)^{1.51}$	T_{min}, T_{max}		Estimate of ETo using a monthly scale — it can be obtained using a daily scale by dividing by the number of days in the relevant month.	Thornthwaite 1948, Pereira et al. 2002
Hamon (HM)	$ET_o = 0.55 \left(\frac{N}{12} \right)^2 \left(\frac{4.95 e^{0.062T_{mean}}}{100} \right) 25.4$	T_{min}, T_{max}		Uses only temperature data.	Hamon 1961, Pereira et al. 2009, Caporusso and Rolim, 2015
Kharrufa (KF)	$ET_o = 0.34 p T_{mean}^{1.3}$	T_{min}, T_{max}		Method with simple calculation.	Kharrufa 1985

Abbreviations: T_{mean} = mean air temperature (°C), T_{max} = maximum air temperature (°C), T_{min} = minimum air temperature (°C), RH_{max} = maximum relative air humidity (%), RH_{min} = minimum relative air humidity (%), RH_{mean} = mean relative air humidity (%), R_n = net radiation ($MJ m^{-2} d^{-1}$), R_a = incident solar radiation above the atmosphere ($MJ m^{-2} d^{-1}$), R_s = solar radiation ($MJ m^{-2} d^{-1}$), γ = psychrometric constant ($kPa ^\circ C^{-1}$), u_2 = wind velocity at 2 m ($m s^{-1}$), e_s = saturation pressure of atmospheric water vapor (kPa), e_a = current pressure of atmospheric water vapor (kPa), Δ = slope of the vapor saturation pressure curve ($kPa ^\circ C^{-1}$), λ = latent heat of vaporization ($2.45 MJ kg^{-1}$), N = theoretical maximum daily insolation (hours), n = number of days in the corresponding month (d), a = exponent function of the annual index I , I = annual index corresponding to the sum of the 12 monthly indices, i = monthly heat index for month j , a_T = relative air humidity baseline value coefficient, p = percentage of maximum daily insolation (N) in relation to the theoretical insolation time for the year (4380 h), K = Camargo's adjustment factor.

SUMMARY OF PREVIOUS WORKS

Using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) for the Caxiuanã National Forest in the eastern portion of the Amazon, Ferreira Junior et al. (2013) obtained results consistent with the values reported for the region (Souza Filho et al. 2005, Sousa et al. 2007), showing that the highest evapotranspiration values occur between June and December, especially during the dry season. In accordance with Negrón-Juárez et al. (2007), the ET range at various points in the Amazon is 2.5 ± 0.4 to 4.1 ± 0.4 mm.d⁻¹ in the rainy season and 3.8 ± 0.6 to 4.3 ± 0.9 mm.d⁻¹ in the dry season. Additionally, when investigating the temporal and spatial variability of ET, using the eddy flux measurements from eight different towers of the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), Hasler and Avissar (2007) concluded that the evapotranspiration in stations close to the equator (2–3° S) has strong seasonality, increasing during the dry season and decreasing during the rainy season.

Various studies have shown that the surface radiation balance is primarily responsible for ET (Ferreira Junior et al. 2013). In the dry season, the ET is more influenced by the amount of moisture stored in the soil during the previous rainy season than by rainfall events during the dry season. Furthermore, during the dry season, the stored soil moisture available for absorption by roots may be sufficient to keep the ET rate equal to or even greater than that during the rainy season (Shuttleworth 1988, Nepstad et al. 1994, Malhi et al. 2002, Sommer et al. 2002, Souza Filho et al. 2005, Negrón- Juárez et al. 2007 and Von Randow et al. 2011). Thus this suggest that in the dry season, transpiration is the main source of the regional ET, which would be linked to the primary forest.

All aspects of tropical hydrology — from fluxes of energy and water within the atmosphere, to those within vegetation, land surface and subsurface systems, to stream outputs of water, sediment and solutes — are distinguished from other regions of the globe by substantially greater spatial and temporal variability, higher magnitudes, pronounced spatial gradients, and consequently the potential for rapid and significant change in response to anthropogenic alterations and associated water fluxes (Wohl et al. 2012).

In accordance with Zhao et al. (2013), in humid regions, evapotranspiration is responsible for approximately 50% of the annual rainfall, whereas in arid regions, the proportion reaches 90%. Studies on the atmospheric-hydrological balance of the Amazon (Zeng 1999, Costa and Foley 1999, Roads et al. 2002, Marengo 2005) concluded that the ET represents approximately 59 to 82% of the rainfall. Besides, they consider that ETo estimation

methods based on the energy balance, such as Turc (areas of pasture) and Priestley-Taylor (moist surfaces), are the most suitable for humid regions.

Finally, using meteorological data, Tabari (2010) tested the methods of Makkink, Turc, Priestley-Taylor, and Hargreaves in four climate types in northern Iran and found that the Turc (TC) model is the most suitable for estimating the ETo in climates that are cold, humid and arid. Using monthly meteorological data (1980–2010) from 30 stations located in the northeast of India, where the climate is predominantly humid subtropical, Pandey et al. (2016) showed that of the 18 methods evaluated, temperature and solar radiation based methods — for example, Turc (TC) — were among the three with the best performance.

RESULTS AND DISCUSSION

MONTHLY ETo VALUES ESTIMATED FOR THE IRW

The monthly mean values (mm.d^{-1}) estimated for all the methods, except the Karrufa (KF), establish a striking ETo signature throughout the year for the basin (Figure 2). Between January and April, the values are relatively constant — the minimum values oscillate between 3.31 and 3.43 mm d^{-1} , whereas the maximum values range from 4.81 to 4.94 mm d^{-1} . In May and June, there is a slight decline; however, beginning in July, the minimum (3.56 to 3.82 mm.d^{-1}) and maximum (5.33 to 5.57 mm.d^{-1}) values increase, with the peak occurring in September (3.82 to 5.57 mm.d^{-1}), and then decline until December, when the lowest ETo value was recorded (3.24 mm.d^{-1} , Figure 2). The ETo values indicated by the KF method are higher and entirely discordant when compared with those derived from the other employed methods (Figure 2). For this reason they will not be further considered.

The use of the PM-FAO56 reference equation resulted in relatively constant values between January and March (3.37 mm.d^{-1}) and an increase starting in April (3.44 mm.d^{-1}), with a peak in August (4.44 mm.d^{-1}). There was a subsequent decline between September (4.27 mm.d^{-1}) and December (3.38 mm.d^{-1}). The equations of Thornthwaite (TH), Camargo (CAM), and Hargreaves and Samani (HS) showed very similar behavior. Between January and April, the ETo values were relatively constant, with the lowest values in June. From July to September, the values increased monthly and then declined between October and December. The equation of Camargo (CAM) estimated the highest ETo values for both the rainy (4.51 to 4.96 mm.d^{-1}) and dry (4.38 to 5.43 mm.d^{-1}) seasons with exception for the month of September when the TH method presented the highest estimate (5.57 mm.d^{-1}). In

turn, the equation of Turc (TC) had the lowest ETo values for both the rainy (3.24 to 3.61 mm.d⁻¹) and dry (3.85 to 4.09 mm.d⁻¹) seasons.

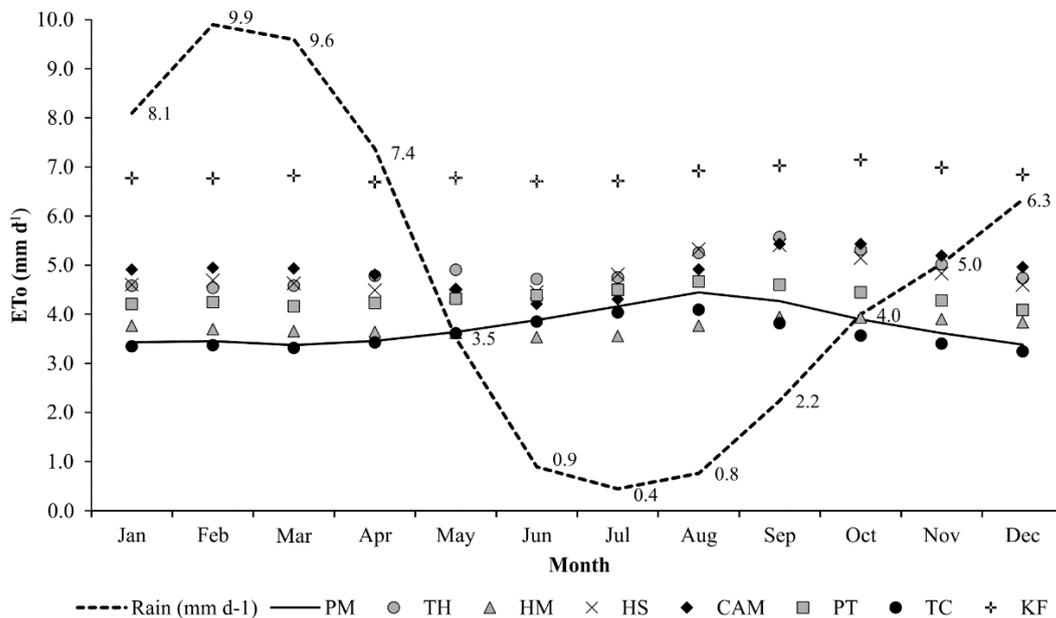


Figura 5. 2. Comparison between the behavior of rainfall and ETo, expressed in mm.d⁻¹, obtained via eight empirical methods for the IRW throughout the year for 1980–2013. Rain = Rainfall; PM = Penman-Monteith; TH = Thornthwaite; HM = Hamon; HS = Hargreaves-Samani; CAM = Camargo; PT = Priestley-Taylor; TC = Turc; KF = Kharrufa.

The behavior suggested by the mentioned authors before (Zhao et al. 2013, Zeng 1999, Costa and Foley 1999, Roads et al. 2002, Marengo 2005) is observed for the IRW in Figure 2, when comparing the curve of the mean monthly values of cumulative rainfall and the mean ETo values throughout the year. During the rainy season, between January and May (Moraes et al. 2005, Silva Júnior et al. 2017), the ETo remains almost constant. Then, from the beginning of the dry season (June), when the lowest accumulated rainfall values are recorded, the ETo increases gradually and reaches a peak in September, specially the TH, HS and CAM methods. With the return of the rains, specifically starting in October, the ETo values begin to decline and then remain constant up to January. However, more studies are necessary to better define these relationships, for example, to determine the role of the forest in the production and/or storage of water and to determine the response of annual evapotranspiration to changes in the vegetation cover due to different types of land use and occupation in the IRW.

The temporal and spatial variability of ETo for IRW show has strong seasonality, increasing during the dry season and decreasing during the rainy season in accordance with Hasler and Avissar (2007). This study corroborates the observations of Zhao et al. (2013) — Figures 2 and 3 show that the TC and PT methods exhibit similar behavior throughout the year for both the Marabá station and the IRW. However, the PT method always overestimates the ETo values throughout the year compared to the PM and TC methods.

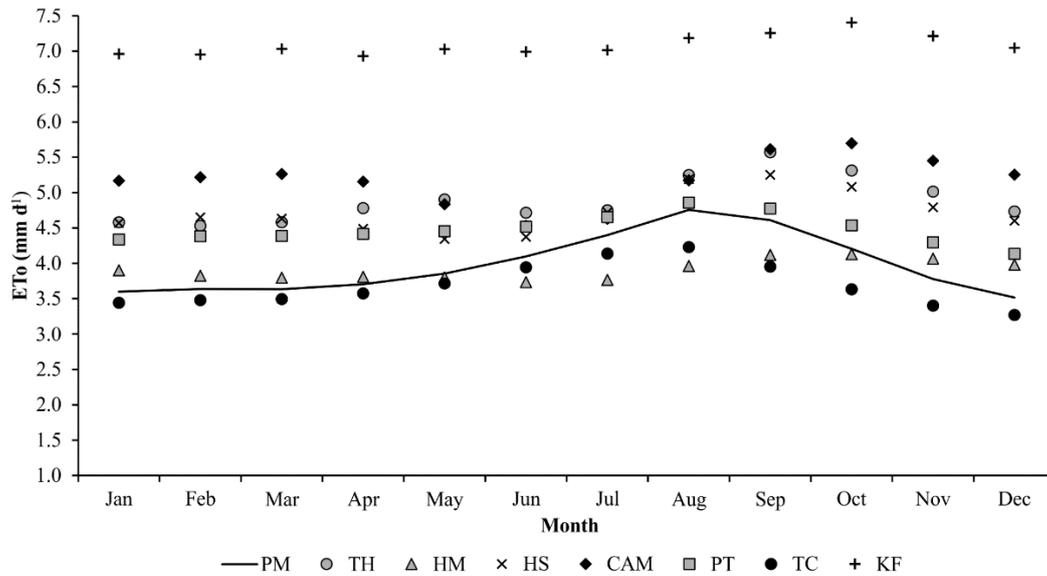


Figure 5. 3. Mean monthly ETo values for the Marabá station, in mm.d^{-1} , for 1980–2013. The continuous line indicates the FAO Penman-Monteith method (PM-FAO56); TH = Thornthwaite; HM = Hamon; HS = Hargreaves-Samani; CAM = Camargo; PT = Priestley-Taylor; TC = Turc; KF = Kharrufa.

Figure 3 shows the estimated ETo values for the Marabá station. Among the eight equations compared, Kharrufa (KF) once again overestimates the ETo values for the whole year, extrapolating the mean behavior of the values generated by the other methods. For the other seven equations, the distribution of the mean monthly values establishes a signature whose maximum monthly ETo values are represented by the distribution of Camargo (CAM), which shows a higher mean value (5.19 mm.d^{-1}) in the rainy season (November to May) than in the dry season (5.13 mm.d^{-1} , June to October). This behavior may be interpreted as irregular, as the ETo tends to be higher in environments in which solar radiation levels and mean temperatures are also high, in a directly proportional relationship.

The monthly minima follow the distribution curve of the values estimated by Turc (TC), which accompanies the distribution of Penman-Monteith (PM-FAO 56) — between January and June, the values are very close, and they increase until August. From July until December, Turc (TC) underestimates the values of the PM reference equation (FAO56), as evidenced by a separation of the curves.

The highest values of evapotranspiration observed in our studies occur during the dry season. These results, obtained through the PM-FAO56 and TC equations, based mainly on solar radiation and temperature, show great similarity with the results of other studies in the region (Souza Filho et al. 2005, Sousa et al. 2007). As well as the studies carried out by Pandey et al. (2016) in northeastern India, where the climate is predominantly humid subtropical, whose methods based on solar radiation - for example, Turc (TC) - were among the top three. The range obtained for IRW is from 3.3 to 3.8 mm.d⁻¹ in the rainy season and from 3.8 to 4.6 mm.d⁻¹ in the dry season, according to Negrón-Juárez et al. (2007).

The temporal distribution of ETo compared to R_s (Figure 4) showed similar behavior. It can be seen that R_s can be considered as the predominant meteorological element on the ETo result. These results are in line with those found by Chang (1968) and Nandagiri and Koor (2005), who found that R_s is the quantitative element in the ETo process. In Figure 4, it is also seen that, in general, the periods (between July and August) that present the highest values of R_s (≈ 18-19 MJ.m².d⁻¹) correspond to the same periods where the highest values of Reference evapotranspiration. In other words, the behavior of the solar radiation (R_s) presented seasonal characteristics of the global radiation transmission in the local atmosphere, whose maximum values occur from the beginning (May) of the dry season and the minimum values (<16 MJ.m².d⁻¹) are recorded during the rainy season (November to April).

STATISTICAL ANALYSIS

It is important to note that the performance classification for model selection was based on the statistical results of the estimates of all the tests. Thus, the best fitting model was chosen considering that, the estimated model satisfies all the estimates. The options cited in the literature for linear and linearizable models were tested (Maddala and Lahiri 2009, Gujarati and Porter 2011).

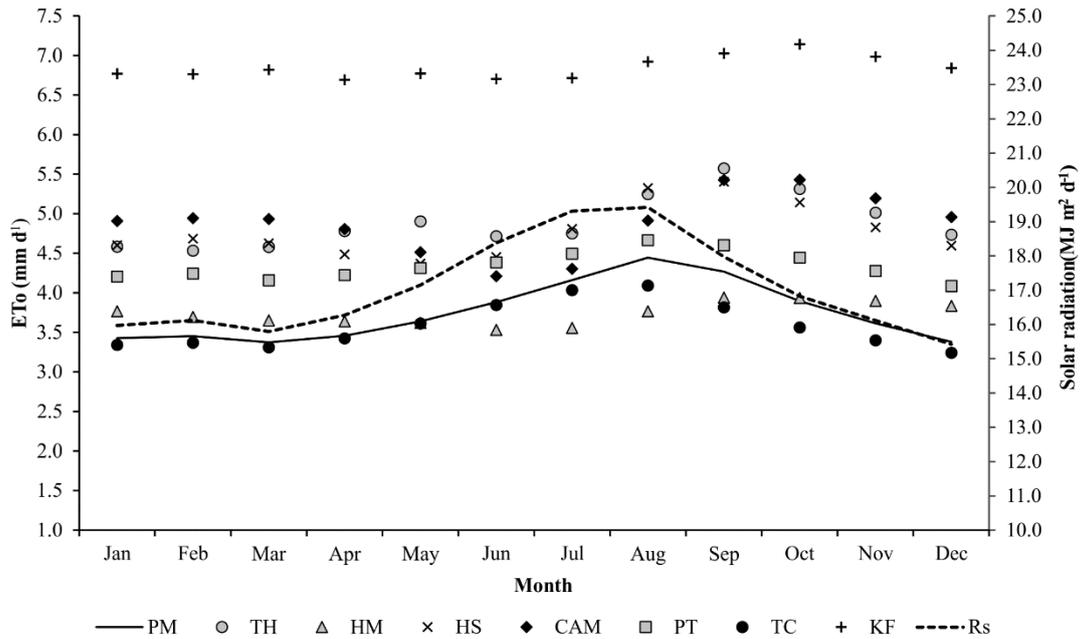


Figure 5. 4. Behavior of ET_o , in $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, and solar radiation (R_s), in $\text{MJ m}^2\cdot\text{d}^{-1}$, throughout the year at IRW for 1980–2013.

The dependent variable is the estimated reference evapotranspiration (ET_{OIRW}), and the explanatory variables are mean temperature ($T_{\text{mean}} = \beta_1$), solar radiation ($R_s = \beta_2$), relative air humidity ($RH = \beta_3$), and wind velocity ($V_w = \beta_4$). The results suggest that the Turc (TC) model has the best fit. Table 2 shows that the approximation using the TC equation has the smallest systematic error ($Se = 0.00051$), an excellent value for the adjusted coefficient of determination ($R^2 = 1.00$), a low value in the Kolmogorov-Smirnov test of normality ($K-S = 0.01$), and the best result in the Durbin-Watson autocorrelation test ($D-W = 1.747$). The PM and PT methods had the second and third best results, respectively. For the PM method, $R^2 = 0.975$, whereas for PT, $R^2 = 0.94$. The systematic error in PT ($Se = 0.02$) is smaller than that in PM ($Se = 0.19$); however, in the normality test, the PM value ($K-S = 0.161$) is smaller than that for PT ($K-S = 0.205$). The result of the D-W autocorrelation test — despite the PM and PT equations using more parameters than TC — showed significant values at the 5% level, indicating that there is no autocorrelation of the residuals and that one residual is not correlated with another over the years analyzed (Figures 5a and 5b), as per Gujarati and Porter (2011).

In this context, using a level of significance of 1%, all the statistics of the Turc model adjusted for ET_{OIRW} strongly agree with the reference evapotranspiration estimates, whose equation is

$$ET_{OIRW} = (0.0743) \cdot (T_{mean})^{0.358} \cdot (R_s)^{0.951} \cdot (RH)^{-0.001} \quad (2)$$

Tabela 5. 2. Summary of the estimates and statistical tests of the ETo models for the IRW (N = 408).

Method	Penman-Monteith (PM)			Priestley-Taylor (PT)			Hargreaves and Samani (HS)			Camargo (CAM)		
Tests	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig
β_0	-2.266	-14.944	0.000	-4.996	-31.119	0.000	-5.187	-18.943	0.000	-4.297	-9.181	0.000
β_1	0.924	26.061	0.000	0.878	23.402	0.000	2.031	24.558	0.000	1.686	15.406	0.000
β_2	0.661	49.993	0.000	0.782	55.871	0.000	-	-	-	-0.286	-7.013	0.000
β_3	-0.311	-22.556	0.000	0.308	21.058	0.000	-	-	-	0.249	5.853	0.000
β_4	0.113	12.984	0.000	0.047	5.066	0.000	0.219	10.257	0.000	0.099	3.685	0.000
\hat{R}^2	0.975	-	-	0.94	-	-	0.627	-	-	0.429	-	-
Se	0.1939	-	-	0.02053	-	-	0.05351	-	-	0.05987	-	-
F	3959.795	-	-	1599.835	-	-	342.362	-	-	77.388	-	-
K-S	-	-	0.161	-	-	0.205	-	-	0.127	-	-	0.000
D-W	0.643	-	-	0.519	-	-	0.744	-	-	0.56	-	-
Method	Thornthwaite (TH)			Hamon (HM)			Kharrufa (KF)			Turc (TC)*		
Tests	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig
β_0	-10.513	-121.666	0.000	-4.505	-20.83	0.000	-2.471	-22.923	0.000	-2.599	-706.541	0.000
β_1	3.705	128.005	0.000	1.787	33.214	0.000	1.3	48.457	0.000	0.358	391.517	0.000
β_2	-0.05	-5.92	0.000	-0.14	-7.077	0.000	-0.048	-4.902	0.000	0.951	2817.773	0.000
β_3	-	-	-	0.073	3.827	0.000	0.055	5.794	0.000	-0.001	-3.404	0.001
β_4	0.021	3.233	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\hat{R}^2	0.981	-	-	0.734	-	-	0.863	-	-	1.000	-	-
Se	0.01625	-	-	0.02991	-	-	0.01491	-	-	0.00051	-	-
F	6921.071	-	-	375.731	-	-	854.441	-	-	6444866	-	-
K-S	-	-	0.103	-	-	0.006	-	-	0.000	-	-	0.01
D-W	0.792	-	-	0.439	-	-	0.994	-	-	1.747	-	-

Source: Prepared by the authors for the IRW, based on data from Xavier et al. (2015). The models tested were the linear and double-log models, in which β_0 = model constant; β_1 = mean air temperature; β_2 = solar radiation; β_3 = relative air humidity; β_4 = wind velocity; \hat{R}^2 = adjusted coefficient of determination; Se = standard error of estimate; F = Fisher's F-test; K-S = Kolmogorov-Smirnov test of normality; D-W = Durbin-Watson autocorrelation test. *Method with best fit.

For the Marabá station, the results from the statistical tests suggest that the Penman-Monteith model (PM-FAO 56) has the best fit for the data recorded (Table 3). The PM equation has the lowest systematic error (Se = 0.0041); an excellent value for the adjusted coefficient of determination ($\hat{R}^2 = 0.997$); a suitable value in the Kolmogorov-Smirnov normality test (K-S = 0.663); and the best result in the Durbin-Watson autocorrelation test (D-W = 1.506), as per the range established for the four-parameter condition, in accordance with Gujarati and Porter (2011).

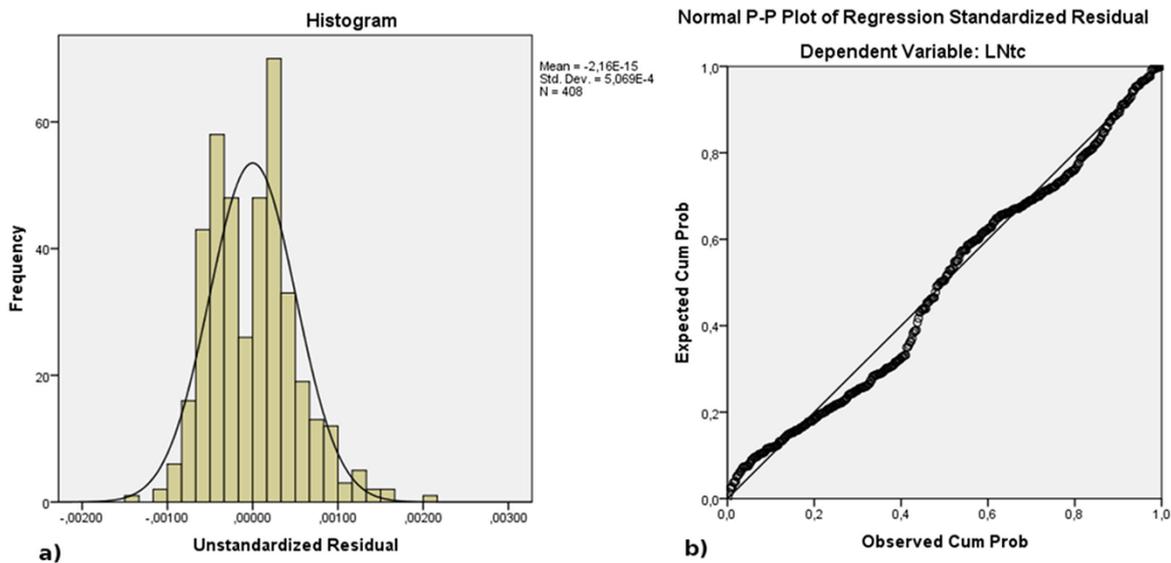


Figure 5. 5. - a) Histogram with normal distribution of the residuals of the fitted ETo model for the IRW, and b) observed and expected probabilities of the ETo model for the IRW.

For the other models (Table 3), the adjusted coefficients of determination ($R^2 = 1.00$, 0.999, and 0.999 for KF, PT, and HM, respectively) for the corresponding models are excellent — suggesting good correlation — and the systematic errors are very low ($Se = 0.00035$, 0.00119, and 0.00082 for KF, PT, and HM, respectively). However, the D-W autocorrelation test yields values that exceed the range established for the number of parameters used in each case.

Thus, at the 1% significance level, all the statistics of the PM model adjusted for $ET_{O_{Marabá}}$ strongly agree with the estimated reference evapotranspiration, whose equation is

$$ET_{O_{Marabá}} = (0.3922) \cdot (T_{mean})^{0.732} \cdot (R_s)^{0.698} \cdot (RH)^{-0.494} (V_w)^{0.092} \quad (3)$$

The estimates of the adjusted coefficient of determination and standard error of the estimate are extremely significant (0.997 and 0.0041, respectively). The test statistics for the Durbin-Watson autocorrelation test ($D-W = 1.506$) indicate that the residuals show no relationship between the dry and rainy seasons at the 1% level of significance; that is, the residual of a dry season is not correlated with the corresponding residual of a rainy season. In other words, the seasons are well defined, and there is no influence from the climatological results of one season on the other. Fisher's F-test (equal to 2.555) extrapolates the estimates of tests reported in the current literature (Maddala and Lahiri 2009, Gujarati and Porter 2011)

and indicates that together, the explanatory variables suggest the existence of a Cobb-Douglas relationship (regression with double log) in the dependent and independent variables for the data of the entire basin.

Tabela 5. 3. Summary of the estimates and statistical tests of the ETo models for the Marabá station (N = 34).

Method	Penman-Monteith (PM)*			Priestley-Taylor (PT)			Hargreaves and Samani (HS)			Camargo (CAM)		
Tests	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig
β_0	-0.936	-4.311	0.000	-4.39	-69.034	0.00	-2.993	-3.073	0.004	-5.315	-11.182	0.000
β_1	0.732	15.827	0.000	0.701	51.783	0.00	1.384	4.657	0.000	1.999	17.714	0.000
β_2	0.698	31.341	0.000	0.25	44.1	0.00	-	-	-	-	-	-
β_3	-0.494	-25.552	0.000	0.865	132.625	0.00	-	-	-	0.065	1.725	0.095
β_4	0.092	7.17	0.000	-0.011	-2.87	0.008	-0.194	-2.095	0.044	0.052	1.689	0.102
\hat{R}^2	0.997	-	-	0.999	-	-	0.376	-	-	0.945	-	-
Se	0.0041	-	-	0.00119	-	-	0.03016	-	-	0.1	-	-
F	2554.822	-	-	9539.526	-	-	10.941	-	-	189.207	-	-
K-S	-	-	0.663	-	-	0.958	-	-	0.196	-	-	0.504
D-W	1.506	-	-	2.213	-	-	1.881	-	-	1.863	-	-
Method	Thornthwaite (TH)			Hamon (HM)			Kharrufa (KF)			Turc (TC)		
Tests	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig	Coeff.	t-test	Sig
β_0	-4.837	-2.324	0.027	-4.398	-115.858	0.00	-2.355	-147.039	0.00	-2.248	-13.83	0.00
β_1	1.929	3.086	0.004	1.737	203.237	0.00	1.299	360.052	0.00	0.273	4.814	0.00
β_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.925	37.846	0.00
β_3	-	-	-	-0.006	-1.799	0.082	-0.003	-1.995	0.055	-	-	-
β_4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\hat{R}^2	0.205	-	-	0.999	-	-	1.000	-	-	0.986	-	-
Se	0.07484	-	-	0.00082	-	-	0.00035	-	-	0.00574	-	-
F	9.523	-	-	32411.27	-	-	101320.550	-	-	1150.441	-	-
K-S	-	-	0.008	-	-	0.748	-	-	0.979	-	-	0.234
D-W	0.251	-	-	2.276	-	-	2.290	-	-	0.374	-	-

Source: Prepared by the authors based on annual data from the Marabá station (1980–2013). The models tested were the linear and the log models, in which β_0 = model constant; β_1 = mean air temperature; β_2 = solar radiation; β_3 = relative air humidity; β_4 = wind velocity; \hat{R}^2 = adjusted coefficient of determination; Se = standard error of estimate; F = Fisher's F-test; K-S = Kolmogorov-Smirnov test of normality; D-W = Durbin-Watson autocorrelation test. *Method with best fit.

The Student's t-test statistics are significant at the 1% level and indicate that the mean temperature, solar radiation, relative air humidity, and wind velocity variables explain the variations recorded in the reference evapotranspiration (ETo). This is in agreement with the evidence that a 1% increase in the mean temperature results in a 0.358% increase in the ETo. The estimated β coefficients represent the climate elasticities for the Marabá station, as a positive variation of 1% in the solar radiation causes an almost proportional increase ($\beta = 0.698$) in the estimated ETo for said station, which can also be corroborated by the relevance in terms of estimating the standardized β values (standardized $\beta = 0.469$). A positive variation

in the relative air humidity has a negative effect on the ETo estimated for the Marabá station. The Kolmogorov-Smirnov normality test indicates that at the 1% significance level, the errors are distributed normally, leading to the well-defined, or normal, behavior of the residuals in the area of the standard normal distribution (Figure 6a and 6b).

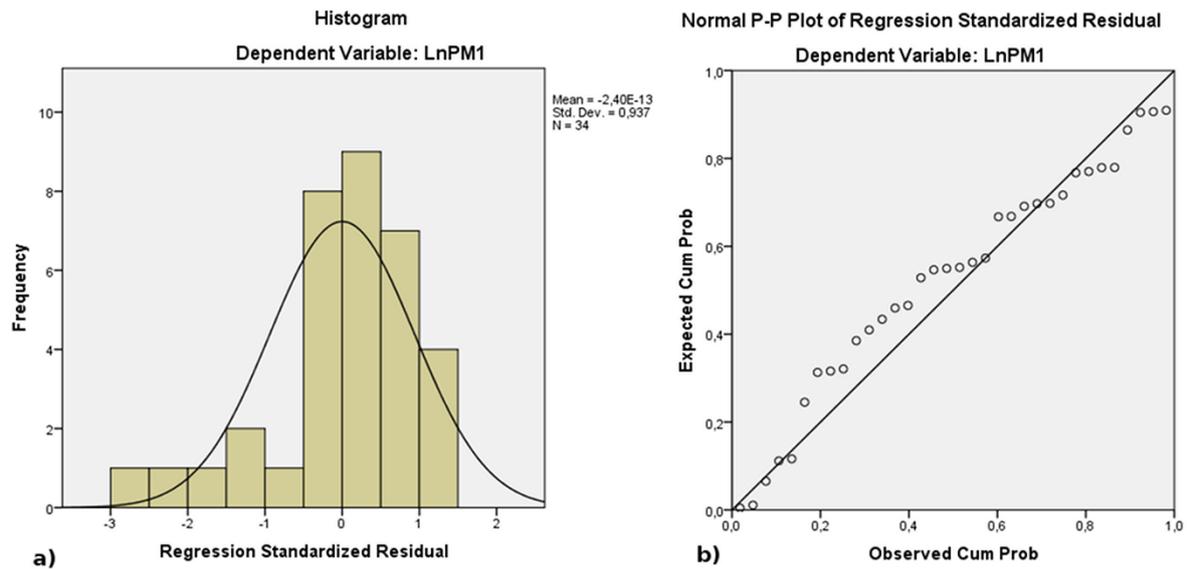


Figure 5. 6. a) Histogram with normal distribution of the residuals; b) observed and expected probabilities of the fitted ETo model for the IRW.

Thus, more detailed studies are needed on the behavior and temporal variability of meteorological parameters (R_s , T_{mean} , RH, and V_w) due to changes in land use and vegetation cover, as well as on the level of influence of El Niño and La Niña events or other climate drivers on the eastern Amazon and, in particular, the IRW.

CONCLUSIONS

The ETo for the IRW and the Marabá station can be reliably estimated from methods based on solar radiation (R_s) and mean air temperature (T_{mean}). Among the eight methods evaluated, the Turc (TC), Penman-Monteith (PM-FAO 56) and Priestley-Taylor (PT) methods satisfy these requirements, but TC and PM methods showed the best fits.

The temporal and spatial variability of ETo for IRW show has strong seasonality, increasing during the dry season and decreasing during the rainy season. The statistical analyses at 1% level of significance, indicates that there is no correlation of the residuals

between the dry and rainy seasons, and test of the physical parameters such as mean temperature, solar radiation and relative air humidity explains the variations of ETo.

When considering the energy exchanges in the soil-vegetation-atmosphere interface, our results, in particular the superior performance of the radiation-based models, demonstrate that the mean temperature and radiation are the dominant drivers of the evapotranspiration process in the region, whereas relative humidity and wind velocity have a much smaller impact. However, these equations may require calibrations when applied to another region so that they reflect local changes in the climatic variables.

Finally, it is important to emphasize that there were in the past few hydro meteorological stations in the IRW that monitor parameters such as solar radiation, temperature, relative humidity, and wind velocity. Besides the use of direct methods for determining evapotranspiration is non-existent. However, this reality is being transformed, because of the installation of eight automatic stations, which will enable the systematic monitoring of hydrometeorological data in the IRW from now.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the Vale Institute of Technology for the financial and logistical support and the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the Industrial Post-doctoral (PDI) scholarship granted to Alexandra Tavares and the Research Grant to PW Souza Filho.

REFERENCES

- ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D AND SMITH M. 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. Irrig and Drain Pap, 56. U N Food and Agric Organ, Rome.
- ALLEN RG. 2000. Ref-ET: Reference Evapotranspiration Calculation Software for FAO and ASCE Standardized Equations; version 3.1.15. Kimberly: University of Idaho Research and Extension Center ID, USA.
- ALLEN RG ET AL. 2006. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method. Agric Water Manage 81: 1-22.

- ALLEN RG, WALTER IA, ELLIOT R, HOWELL T, ITENFISU D, AND JENSEN M. 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Final report. Phoenix: National Irrigation Symp. ASCE-EWRI. Task Committee Retrieved.
- ALVARES CA, STAPE JL, SENTELHAS PC, GONÇALVES JLM AND GERD SPAROVEK G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorol Z 22: 711-728.
- ASCE-EWRI. 2005. The ASCE Standardised Reference Evapotranspiration Equation. Report by the Task Committee on Standard Deviations of Reference Evapotranspiration.
- BARROS VR, SOUZA AP DE, FONSECA DC AND SILVA LBD DA. 2009. Avaliação da evapotranspiração de referência na região de Seropédica, Rio de Janeiro, utilizando lisímetro de pesagem e modelos matemáticos. R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental 4: 198-203.
- BASTIAANSSEN WGM, MENENTI M, FEDDES RA AND HOLSLAG AAM. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) – 1. J Hydrol 212: 198-212.
- BERTI A, TARDIVO G, CHIAUDANI A, RECH F AND BORIN M. 2014. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. Agric Water Manage 140: 20-25.
- BORGES AC DE AND MENDIONDO EM. 2007. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. R Bras Eng Agríc Ambiental 11: 293-300.
- BRASIL. 2003. Conselho Nacional de Recursos Hídricos. Secretaria Recursos Hídricos. Resolução Nº 32, de 15 de outubro de 2003. Disponível em: <http://www.cnrh.gov.br>. Accessed in: jul/02/2016.
- CAMARGO A P. 1971. Balanço hídrico no Estado de São Paulo. IAC (Boletim Técnico, 116) 24 p.
- CAMARGO AP AND CAMARGO MBP. 2000. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. Bragantia, Campinas, 59: 125-137. Campinas: IAC, 1971. 24p. Boletim n.116
- CAPORUSSO NB AND ROLIM GS. 2015. Reference evapotranspiration models using diferents time scales in the Jaboticabal region of São Paulo, Brazil. Acta Sci Agron 37: 1-9.

- CARVALHO LG, RIOS GFA, MIRANDA WL AND CASTRO NETO P. 2011. Evapotranspiração de Referência: Uma abordagem atual de diferentes métodos de estimativa. *Pesq Agropec Trop* 41: 456-465.
- CHANG, J. 1968. *Climate and agriculture: An ecological survey*. Chicago: Aldine Publishing Company, 304p.
- COSTA MH AND FOLEY JA. 1999. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *Geophys Res* 104: 14189-14198.
- DEHGHANI SANIJ H, YAMAMOTO T AND RASIAH V. 2004. Assessment of evapotranspiration estimation models for use in semi-arid environments. *Agric Water Manage* 64: 91-106.
- DJAMAN K, BALDE AB, SOW A, MULLER B, IRMAK S, N'DIAYE MK, MANNEH B AND SAITO K. 2015. Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under Sahelian conditions in the Senegal River valley. *J Hydrol* 3: 139-159.
- FERREIRA JUNIOR P, SOUSA AM, VITORINO MI, SOUZA EB DE AND SOUZA PJOP DE. 2013. Estimate of evapotranspiration in the eastern Amazon using SEBAL. *Rev Cienc Agrar* 56: 33-39.
- GAVILÁN P, BERENGENA J, ALLEN RG. 2007. Measuring versus estimating net radiation and soil heat flux: impact on Penman-Monteith reference ET estimates in semiarid regions. *Agric Water Manage* 89: 275-286.
- GAVILÁN P, ESTÉVEZ J DE AND BERENGENA J. 2008. Comparison of standardized reference evapotranspiration equations in southern Spain. *J Irrig Drain Eng* 134: 1-12.
- GHAMARNIA H, MOUSABEYG F, AMIRI S AND AMIRKHANI D. 2015. Evaluation of a few evapotranspiration model using lysimetric measurements in a semi-arid climate region. *Int J Plant Soil Sci* 5(2): 100-109.
- GUJARATI DN AND PORTER DC. 2011. *Econometria Básica, 5.*, Editora McGraw Hill: Brasil, 924 p.
- HAMON WR. 1961. Estimating potential evapotranspiration. *J Hydraul Eng ASCE* 87: 107- 120.
- HARGREAVES GH AND SAMANI ZA. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl Eng Agric* 1: 96-99.
- HASLER N AND AVISSAR R. 2007. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? *J Hydrometeorol* 8: 380-395.

- IRMAK S, IRMAK A, ALLEN RG AND JONES JW. 2003. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *J Irrig Drain Eng* 129(5): 336-347.
- ITENFISU D, ELLIOTT RL, ALLEN RG AND WALTER IA. 2003. Comparison of reference evapotranspiration calculation as part of the ASCE standardization effort. *J Irrig Drain Eng* 129(6): 440-448.
- JABLOUN M DE AND SAHLI A. 2008. Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data application to Tunisia. *Agric Water Manage* 95: 707-71.
- JAIN SK, NAYAK PC AND SUDHEER KP. 2008. Models for estimating evapotranspiration using artificial neural networks, and their physical interpretation. *Hydrol Process* 22: 2225-2234.
- KHARRUFA NS. 1985. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. *Beitr Hydrol* 5: 39-47.
- LIMA J, ANTONINO A, SOUZA E, HAMMECKER C, MONTENEGRO S AND LIRA C. 2013. Calibration of Hargreaves-Samani equation for estimating reference evapotranspiration in the sub-humid region of Brazil. *J Water Resource Prot* 5: 12A1-A5.
- LIU WTH. 2007. Aplicações de sensoriamento remoto. Campo Grande-MS: UNIDERP, 908p.
- LÓPEZ-URREA R, OLALLA FMS, FABEIRO C AND MORATALLA A. 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agric Water Manage* 85: 15-26.
- MACHADO CC, SILVA BB, DE ALBUQUERQUE MB AND GALVINCIO JD. 2014. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM - Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. *Rev bras meteorol* 29: 55-67.
- MADDALA GS AND LAHIRI K. 2009. Introduction to Econometrics, 4th ed., England: Chichester, 656p.
- MALHI Y, PEGORARO E, NOBRE AD, PEREIRA MGP, GRACE J, CULF AD AND CLEMENT R. 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *J Geophys Res* 107: LBA 45-1-LBA 45-17.
- MARENGO JA. 2005. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. *Clim Dynam* 24: 11-22.

- MEDEIROS SLP. 1998. Avaliação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região mesoclimática de Santa Maria-RS. *RBAgro* 6: 105-109.
- MOHAN S AND ARUMUGAM N. 1996. Discussion of 'Comparison of methods for estimating REF-ET-Discussion'. *J Irrig Drain Eng* 122 (6): 361-362.
- MORAES BC DE, COSTA JMN DA, COSTA ACL DA AND COSTA MH. 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônia* 35: 207-214.
- NANDAGIRI L, KOVOOR GM. 2005. Sensitivity of the Food and Agriculture Organization Penman-Monteith evapotranspiration estimates to alternative procedures for estimation of parameters. *J Irrig Drain Eng* 131: 238-248.
- NANDAGIRI L AND KOVOOR GM. 2006. Performance evaluation of reference evapotranspiration equations across a range of Indian climates. *J Irrig Drain Eng* 132(3): 238-249.
- NEGRÓN JUÁREZ RI, HODNETT MG, FU R, GOULDEN ML AND VON RANDOW C. 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from observations at a Southern Amazon Forest Site. *J Climate* 20: 2827-2839.
- NEPSTAD DC, CARVALHO CR, DAVIDSON EA, JIPP PH, LEFEBVRE PA, NEGREIROS GH, SILVA E, STONE T, TRUMBORE SA AND VIEIRA S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372: 666-669.
- OLIVEIRA GQ, LOPES AS, JUNG LH, NAGEL PL AND BERTIOLI DM. 2011. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência baseadas na temperatura do ar, em Aquidauana-MS. *Rev Bras Agric Irr* 5: 224-234.
- PANDEY K, DABRAL PP AND PANDEY V. 2016. Evaluation of reference evapotranspiration methods for the northeastern region of India. *ISWCR* 4: 52-63.
- PANDEY V, PANDEY PK AND MAHANTA, AP. 2014. Calibration and performance verification of Hargreaves-Samani equation in a humid region. *J Irrig Drain Eng* 63: 659-667.
- PEREIRA AR, ANGELOCCI LR, SENTELHAS PC. 2002. *Agrometeorologia, fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária.
- PEREIRA AR, VILLA NOVA NA AND SEDIYAMA GC. 1997. *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: Fealq.

- PEREIRA DR, YANAGI SNM, MELLO CR, SILVA AM AND SILVA LA. 2009. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região da Serra da Mantiqueira, MG. *Cienc Rural* 39: 2488-2493.
- PEREIRA LS, ALLEN RG, SMITH M AND RAES D. 2015. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Pastland future. *Agric Water Manage* 147: 4-20
- PRIESTLEY CHB AND TAYLOR RJ. 1972. On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon Weather Rev* 100: 81-92.
- ROADS J, KANAMITSU M AND STEWART R. 2002. Water and energy budgets in the NCEP-DOE reanalyses. *J Hydrometeorol* 3: 227-248.
- ROERINK GJ, SU Z AND MENENTI M. 2000. S – SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Phys Chem Earth Pt B* 25: 147-157.
- SENTELHAS PC, GILLESPIE TJ, SANTOS EA. 2010. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agric Water Manage* 97: 635-644.
- SHUTTLEWORTH WJ. 1988. Evaporation from Amazonian Rainforest. *P Roy Soc Lond B Bio* 233: 321-346.
- SILVA JÚNIOR RO, QUEIROZ JCB, FERREIRA DBS, TAVARES AL, SOUZA-FILHO PWM, GUIMARÃES JTF AND ROCHA EJP. 2017. Estimativa de precipitação e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) – Amazônia Oriental – Brasil. *RBGF Vol* 10 (5), in press.
- SOARES AK ET AL. 2003. Análise do balanço hídrico serial na bacia da represa do Broa, SP. In: *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 15, Curitiba: ABRH.
- SOMMER R, SA TDDA, VIELHAUER K, ARAUJO ACD, FOLSTER H AND VLEK PLG. 2002. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. *Agric Forest Meteorol* 112: 103-121.
- SOUSA AML AND COLLISCHONN W, SILVA RBC. 2007. Estimativa da evapotranspiração real derivada do sensor MODIS: aplicação no leste da Amazônia. In: *Simpósio de Recursos Hídricos Sul-Sudeste* 1-19.
- SOUSA IF, SILVA, VPR DA, SABIN FG, NETTO AOA, SILVA BKN, AZEVEDO PV DE. 2010. Evapotranspiração de referência nos perímetros irrigados do Estado de Sergipe. *R Bras Eng Agríc Ambiental* 14: 633-644.

- SOUZA FILHO JDC, RIBEIRO A, COSTA MH AND COHEN JP. 2005. Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast Amazonia tropical rainforest (in Portuguese). *Acta Amaz* 35: 223-229.
- SOUZA-FILHO PWM, SOUZA EB, SILVA JÚNIOR RO, NASCIMENTO JÚNIOR WR, MENDONÇA BRV, GUIMARÃES JTF, DALL'AGNOL R AND SIQUEIRA JO. 2016. Four decades of land-cover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. *J Environ Manage* 167: 175-184.
- TABARI H. 2010. Evaluation of reference crop evapotranspiration equations in various climates. *Water Resour Manage* 24: 2311-2337.
- TABARI H, GRISMER ME AND TRAJKOVIC S. 2013. Comparative Analysis of 31 references evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrig Sci* 31: 107-117.
- TEMESGEN B, ECHING S, DAVIDOFF B AND FRAME K. 2005. Comparison of some reference evapotranspiration equations for California. *J Irrig Drain Eng* 131: 73-84.
- THORNTHWAITE CW. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr Rev* 38: 55-94.
- TURC L. 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date. *Ann Agron* 12: 13-49.
- VON RANDOW RCS, VON RANDOW C, HUTJES RWA, TOMASELLA J AND KRUIJT B. 2011. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. *Theor Appl Climatol* 109: 1-16.
- WIDMOSER P. 2009. A discussion on an alternative to Penman–Monteith equation. *Agric Water Manage* 96: 711-721.
- WOHL E ET AL. 2012. The hydrology of the humid tropics. *Nat Clim Change* 2: 655-662.
- XAVIER AC, KING CW AND SCANLON BR. 2015. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *Int. J Climatol* 36: 2644-2659.
- XU CY AND CHEN D. 2005. Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrol Process* 19: 3717- 3734.
- XU CY AND SINGH VP. 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resour Manage* 16: 197-219.

- XU CY AND SINGH VP. 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol Process* 15: 305-319.
- XU J, PENG S, DING J, WEI Q AND YU Y. 2013. Evaluation and calibration of simple methods for daily reference evapotranspiration estimation in humid East China. *Arch Agron Soil Sci* 59(6): 845-858.
- YODER RE, ODHIAMBO LO AND WRIGHT WC. 2005. Evaluation of methods for estimating daily reference crop evapotranspiration at a site in the humid Southeast United States. *Appl Eng Agric* 21: 197-202.
- ZENG N. 1999. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res* 104: 9097-9106.
- ZHAO L, XIA J, XU CY, WANG Z, SOBKOWIAK L AND LONG C. 2013. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *J Geogr Sci* 23: 359-369.

6 RESPOSTA DO BALANÇO HÍDRICO ÀS MUDANÇAS NO USO E COBERTURA DO SOLO NA AMAZÔNIA ORIENTAL DURANTE AS ÚLTIMAS TRÊS DÉCADAS

Renato Oliveira Silva Júnior^{1,2,*}; Alexandra Lima Tavares²; Pedro Walfir Martins e Souza Filho²; Jorge Filipe dos Santos²; José Aroudo Mota²; Diogo Santos²; Wilson Nascimento Jr²; Luanna Costa Dias³; Márcio Sousa da Silva²; Edson José Paulino da Rocha¹.

¹Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais – Instituto de Geociências - Universidade Federal do Para – (PPGCA/IG/UFPA); Rua Augusto Correa, sn (Guamá), Belém, Pará, Brasil.

²Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV), Boaventura da Silva, 955 (Nazaré), Belém, Pará, Brasil.

³Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Av. Dr Freitas, 3645.

*Email: renato.silva.junior@itv.org; Telephone: +55 (91) 3213-5562

RESUMO

Este trabalho quantifica a resposta do balanço hídrico às alterações no uso e cobertura do solo na Amazônia oriental durante as últimas três décadas (1980-2013). Foram elaborados mapas de textura de solos combinados às classes em cada década, estimados os valores Número da Curva (CN), do armazenamento de água no solo (S) e da variação no armazenamento (ΔS). O comportamento das componentes do balanço hídrico: Precipitação (P), Evapotranspiração Potencial (Eo), Evapotranspiração Real (E) e ΔS foram analisadas segundo o modelo de Budyko, nas escalas anual e mensal, como uma função dos índices de aridez (IA) e evaporativos (IE) sazonais. Os valores sazonais foram agregados para quantificar a variabilidade interanual das mudanças na evaporação e no armazenamento. A sazonalidade das chuvas e a dinâmica sazonal do armazenamento foram incorporados diretamente ao modelo desenvolvido, o que permitiu compreender quais são os fatores de controle dominantes sobre o balanço hídrico. Na última década (2013) o remanescente de cobertura florestal é de apenas 48,91%, por sua vez, a cobertura formada por pasto é de 50,47%. A capacidade de armazenamento de água no solo decresce continuamente atingindo 8,1%. Os resultados mostram uma tendência linear cujos pontos ultrapassam o "limite de água" ($Eo/P > 1$) e excedem o "limite de energia", representando anos secos com valores mais elevados de $EP/(P-\Delta S)$, nos quais o armazenamento anual do solo fornece um suprimento complementar para a E anual. Embora a BHRI não se enquadre em uma situação de baixa disponibilidade hídrica, suas características pedológicas e de capacidade de armazenamento indicam tendência crescente nas taxas de escoamento ($CN > 72$) e baixa capacidade para armazenar água.

Palavras chave: Cobertura Vegetal, Uso Solo, Bacia Hidrográfica, Resposta Hidrológica, Amazônia Oriental

Introdução

As atividades antropogênicas alteram a paisagem, a vegetação, o clima e a composição atmosférica, resultando em mudanças no balanço hídrico terrestre, nos recursos hídricos e nos padrões eco hidrológicos (van DER VELDE et al., 2014; WANG et al., 2016). Os efeitos das alterações na hidrologia mostram fortes variações espaciais e temporais devido a variabilidade nos fatores climáticos como a precipitação e a heterogeneidade da bacia hidrográfica. A tendência crescente nas temperaturas do ar e decrescente na evaporação potencial têm sido reportadas em muitas partes do mundo (GOLUBEV et al., 2001, RODERICK; FARQUHAR, 2004; HOBBS et al., 2004; SOUZA FILHO et al., 2016).

A evapotranspiração é um termo de fluxo importante no ciclo da água e uma variável chave para a compreensão das interações complexas entre clima, vegetação e solo (DOOGE, 1992; ZHANG et al., 2001; DONOHUE et al., 2007; HUO et al., 2013; WANG et al., 2016). Pode também, ser utilizada para diagnosticar as alterações nos processos hidrológicos na escala da bacia (LIU; YANG, 2010). Ao considerar que a energia disponível (expressa como evapotranspiração potencial) e o suprimento de água (expresso como precipitação) controlam as taxas médias atuais de longo período de evapotranspiração e escoamento na escala regional ou da bacia, Budyko criou um sistema amplamente utilizado para investigar os fluxos de energia e água na bacia (BUDYKO, 1958, 1974). O modelo de Budyko categorizado como darwiniano resulta da co-evolução da vegetação, solo e geomorfologia com o clima, e explica a hidrologia como um sistema sem focar nos processos físicos de forma isolada (GENTINE et al., 2012; TROCH et al., 2013; WANG; WU, 2013; WANG; TANG, 2014; HARMAN; TROCH, 2014; WANG et al., 2016).

Pesquisas sobre o papel hidrológico da vegetação têm sido realizadas ao longo de várias décadas (HORTON, 1919; WICHT, 1941; PENMAN, 1963; BOSCH; HEWLETT, 1982; TURNER, 1991). O rendimento regional da água em meso-escala pode ser estimado como a diferença entre a entrada (precipitação) e a saída (evapotranspiração). A caracterização do comportamento do balanço hídrico em várias escalas temporais continua a ser uma tarefa de pesquisa desafiadora. Uma razão para isso é que os papéis dos fatores de controle no particionamento da precipitação variam com a escala temporal. Por exemplo, a intensidade da chuva, o tipo de cobertura vegetal e a topografia são fatores importantes para o escoamento (DUNNE; BLACK, 1970; BEVEN; KIRKBY, 1979).

Então, compreender e quantificar os impactos devidos às alterações nas formas de uso e cobertura da terra sobre as respostas hidrológicas é fundamental para o planejamento de

estratégias de manejo de recursos hídricos e uso do solo para adaptação às mudanças e solução de conflitos potenciais envolvendo o uso dos recursos hídricos, especialmente em áreas onde a oferta de água é limitada. Apesar dos elevados índices de precipitação, muitos rios e igarapés em alguns segmentos da Amazônia, a exemplo da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), apresentam um regime intermitente, em virtude da alteração do regime de chuva desta bacia, da reduzida capacidade de armazenamento e regularização de sua rede de drenagem (PINHEIRO *et al.*, 2007).

As mudanças no uso da terra na BHRI associada ao desenvolvimento da agropecuária que utiliza grandes áreas substituindo a floresta por pastagens e o aumento das áreas agricultáveis tem causado um desequilíbrio no regime hidrológico de captação, levando ao aumento na degradação do solo e da água nessas últimas quatro décadas. Este cenário, precisa ser melhor investigado. Nesse contexto, o objetivo deste estudo é quantificar a resposta das componentes do balanço hídrico, de longo período (anual) e sazonal (mensal), face às alterações no uso do solo e cobertura vegetal nos últimos trinta e quatro anos na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas, Amazônia Oriental.

Material e Métodos

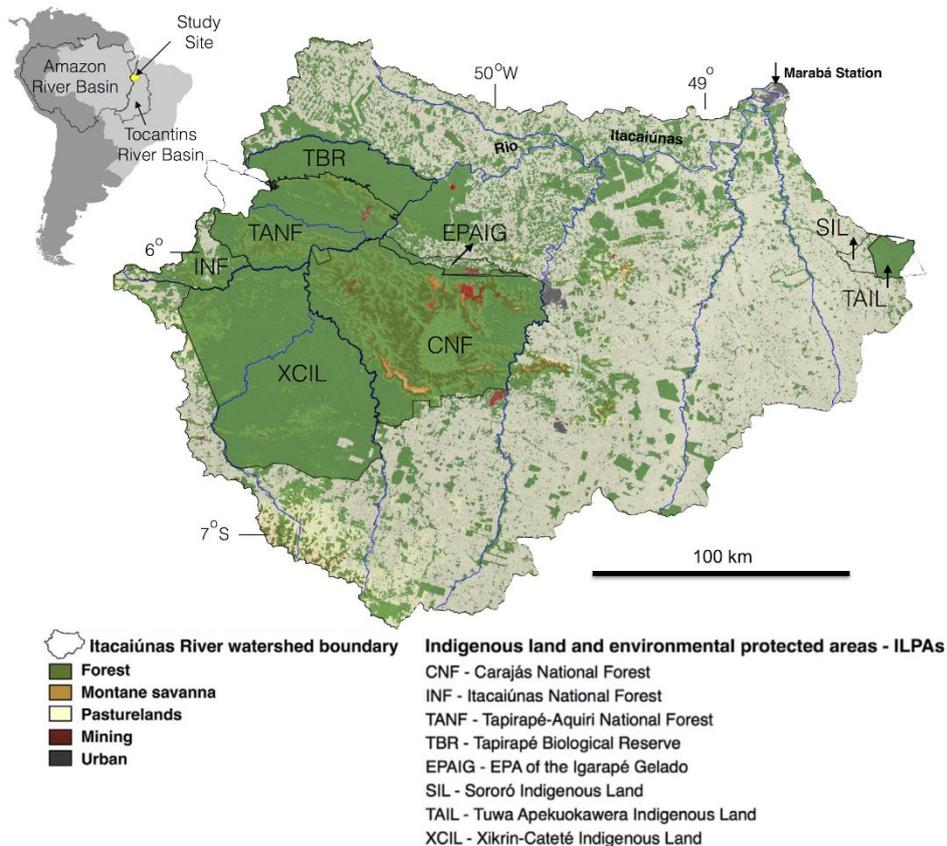
Área de Estudo

A BHRI, inserida na região hidrográfica do Tocantins-Araguaia (BRASIL, 2003), drena uma área de ~ 42.000 km², e está situada a ~ 600 km ao sul da linha do Equador (Figura 6.1). No relevo da área destaca-se a Serra dos Carajás, cuja altitude varia de 400 a 900 m em contraste com as áreas adjacentes com altitudes variando entre 80 e 300 m. Predominam dois tipos de cobertura de solo: floresta tropical e savana de montanha; e usos da terra dominados por extensas pastagens que circundam um mosaico de remanescentes florestais composto por terras indígenas e unidades de conservação, que ocupam 11.700 km², ou aproximadamente, um quarto da área da bacia (SOUZA-FILHO *et al.* 2016; SILVA JÚNIOR *et al.*, 2017a).

Os solos são pouco espessos com baixa capacidade de armazenamento, predominantemente do tipo argissolos vermelho-amarelos distróficos que ocorrem nas regiões menos declivosas e são constituídos basicamente por material mineral com baixo grau de saturação (< 50%), além de outras duas classes: latossolos vermelho-amarelos distróficos e neossolos litólicos distróficos. Os latossolos estão presentes principalmente nas unidades de terreno de Planaltos Residuais da Amazônia Meridional (Serras e Planaltos de Carajás) e de

colinas onde predominam declividades médias. Os latossolos variam de fortemente a bem drenados, podendo ocorrer solos medianamente ou imperfeitamente drenados (EMBRAPA, 2006; POTAMOS, 2013). Os Neossolos estão presentes normalmente nas regiões cujo relevo tende a ser mais ondulado.

Figura 6. 1. Representação da variação temporal e espacial da cobertura da terra e uso do solo na BHRI em 2013. Os polígonos definem os limites das terras indígenas e das unidades de conservação. No extremo nordeste, situa-se a estação meteorológica Marabá.



Fonte: Modificado de Souza Filho et al. (2016).

Alvares et al. (2013) define o clima na região como típico de monção tropical (Am). Conforme INMET (1992), a temperatura do ar apresenta médias acima de 26°C, com valor médio registrado para a região da bacia de 27,2 °C, e umidade relativa do ar em torno de 80%. As estações chuvosa (novembro a maio) e seca (junho a outubro) são bem definidas, com sazonalidade marcante, cujos índices de precipitação total anual variam de 1420 a 2159 mm, com uma média dos totais anuais de ~1452 mm na estação chuvosa e ~ 236 mm na estação seca. A concentração dos maiores índices pluviométricos ocorre entre dezembro e maio, alcançando entre 71 a 84% do precipitado médio anual, enquanto o período mais seco nos

meses de junho, julho e agosto, apresenta média de 2,4 a 5,5% do total anual registrado (SILVA JÚNIOR et al., 2017a).

Estimativa das Componentes do Balanço Hídrico da BHRI

O conceito de balanço hídrico nos dá uma ferramenta para o estudo do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica. É útil para avaliar como as mudanças nas condições de captação podem alterar o particionamento da chuva em diferentes componentes (ZHANG et al., 2001). O balanço hídrico matematicamente pode ser expresso pela equação (6.1):

$$P = ET + Q + \Delta S \quad (6.1)$$

onde **P** é a precipitação, **ET** é evapotranspiração, **Q** é a somatória do escoamento superficial e sub superficial medido como vazão, e **ΔS** é a variação no armazenamento de água do solo.

A precipitação é o maior termo da equação e varia temporal e espacialmente. Para a maioria das aplicações hidrológicas, é apropriado supor que a precipitação independe do tipo de vegetação (CALDER, 1998). No entanto, numa escala continental, alguns estudos que utilizam modelos de circulação geral sugerem que os tipos de vegetação podem afetar a precipitação (ROWNTREE, 1988; GASH et al., 1994; XUE, 1997). A evapotranspiração é o segundo ou terceiro maior termo da equação e está diretamente ligada às características da vegetação. Nas regiões áridas e semiáridas, a evapotranspiração é quase sempre igual à precipitação, enquanto que nas áreas úmidas é limitada pela energia disponível. O escoamento é também um componente importante do balanço hídrico e é afetado pela estrutura da vegetação e pela interceptação e transpiração (ZHANG et al., 2001).

Em termos anuais, o escoamento superficial geralmente apresenta boa correlação com a pluviosidade, particularmente em áreas onde a evaporação potencial e a precipitação estão fora de fase (BUDYKO, 1974). O último termo na equação do balanço hídrico é a mudança no armazenamento de água no solo. Para uma estimativa de longo período de tempo (isto é, 5-10 anos) é razoável supor que as alterações no armazenamento de água no solo sejam desprezíveis em comparação com a intensidade média de precipitação anual. A energia disponível é representada pela evaporação potencial e a disponibilidade de água pela precipitação. Porém, a dinâmica no armazenamento de água é significativa nas escalas mensal e sazonal, e, portanto, deve ser considerada para a contabilidade do suprimento de água

disponível (CHEN et al., 2013). A recarga, o menor termo na equação, é normalmente inferida a partir da precipitação e de medições de evapotranspiração.

Dois enfoques podem ser utilizados para formular a relação inserida na equação (6.1). O primeiro é o uso de um modelo baseado em processo dependente de uma série de variáveis tais como o conteúdo de água disponível para as plantas, a estacionaridade das chuvas, as propriedades hidráulicas dos solos, etc. Este é conhecido como um enfoque “de baixo para cima”. Uma alternativa é o uso de interpoladores simples de uma forma apropriada entre os limites (6.2) e (6.3) com base nos dados observados. Os interpoladores são, por sua vez, relacionados às variáveis físicas tais como a evapotranspiração potencial e o conteúdo de água disponível para as plantas. Este é conhecido como um enfoque “de cima para baixo”.

Budyko (1958) postula como válidas as seguintes relações sob *condições muito secas*:

$$Q/P \rightarrow 0 \qquad ET/P \rightarrow 1 \qquad R_n/P \rightarrow \infty \qquad (6.2)$$

onde Q é o escoamento, P é a precipitação, ET é a evapotranspiração e R_n é o balanço de radiação, e sob *condições muito úmidas*,

$$ET/P \rightarrow R_n \qquad R_n/P \rightarrow 0 \qquad (6.3)$$

A função racional que satisfaz as condições apresentadas em (6.2) e (6.3) é:

$$\frac{ET}{P} = \frac{1 + w \frac{E_o}{P}}{1 + w \frac{E_o}{P} + \left(\frac{E_o}{P}\right)^{-1}} \qquad (6.4)$$

Onde w é o coeficiente de água disponível para a vegetação, e representa a diferença relativa na maneira como a vegetação usa a água do solo para a transpiração.

Estimativa da Evapotranspiração Potencial (E_o) e Real (ET):

A evapotranspiração é um processo complexo que é afetado pela interceptação da precipitação, saldo de radiação, advecção, transporte turbulento, a resistência do dossel, área foliar e a água disponível para a vegetação (McNAUGHTON; JARVIS, 1983; ZHANG et al., 1999; ZHANG et al., 2001). Sob condições de aridez, os principais controles sobre a evapotranspiração são água e a resistência do dossel. *Sob condições úmidas, os controles dominantes são advecção, saldo de radiação, área foliar e transporte turbulento. Sob condições intermediárias a importância relativa destes fatores varia dependendo do clima, dos solos e da vegetação.* O desafio na modelagem da evapotranspiração na escala da bacia

é ser capaz de representar esses processos e fatores de uma forma simples, de tal modo que a utilização dos dados disponíveis permita realizar na prática a previsão do efeito das mudanças na cobertura vegetal.

Budyko (1958) usou o saldo de radiação (R_n) como substituto para a evapotranspiração potencial. Neste estudo, a evapotranspiração potencial (E_o) foi calculada por Silva Júnior. et al., 2017b a partir de 8 métodos empíricos (Penman-Monteith-PM, Priestley-Taylor-PT, Hargreaves e Samani-HS, Camargo-CAM, Thornthwaite-TH, Hamon-HM, Kharrufa-KF e Turc-TC), os quais possibilitaram estimar a evapotranspiração de referência (ET_o) (DOORENBOS; PRUIT, 1977; PEREIRA et al., 1997) para a BHRI. As variáveis de entrada foram obtidas a partir de dados interpolados por Xavier et al. (2015), para o período de 1980 a 2013. TC foi o método que apresentou melhor ajuste para a BHRI (SILVA JÚNIOR. et al., 2017b).

A evapotranspiração real (ET) de longo período (anual), foi estimada por três metodologias: Schreiber (1904), Pike (1964) e Budyko (1974), descritas na Tabela 6.1.

Tabela 6. 1. Equações utilizadas para estimativa da evapotranspiração real anual.

Equação	Referência
$ET = P[1 - \exp(-E_o/P)]$	Schreiber (1904)
$ET = P/[1 + (P/E_o)^2]^{0,5}$	Pike (1964)
$ET = \{P[1 - \exp(-E_o/P)]E_o \tanh(P/E_o)\}^{0,5}$	Budyko (1974)
$ET = P + E_o - [P^m + E_o^m]^{1/m}$	Fu (1981)

ET é a evapotranspiração anual (mm); **P** é a precipitação anual (mm); **E_o** é a evapotranspiração potencial (mm), **m** é uma constante de integração que representa as características da bacia (tipo de vegetação, propriedades do solo e/ou topografia).

O Sistema de Budyko e o Balanço de Água e Energia na BHRI.

Budyko (1974) assumiu que a razão média de longo período entre a evapotranspiração média anual e a precipitação média anual (ET/P) é controlada principalmente pelo balanço água-energia de uma bacia, sendo, portanto, uma função (F) do **índice de aridez** ($\varphi = E_o/P$, onde E_o é a evapotranspiração potencial), isto é, $E/P = F(\varphi)$. Para uma bacia sob condições úmidas ($\varphi < 1$), o suprimento de energia controla a evapotranspiração, enquanto sob condições áridas ($\varphi > 1$), o suprimento de água é o fator limitante. Os limites F aproximam-se de zero (0) quando φ tende a zero (0) para um clima úmido, e aproximam-se de 1 com φ tendendo a infinito (∞) para um clima árido. Adotou-se como pressuposto que para uma bacia

sob condições úmidas ($\phi < 1$), o suprimento de energia limita a evapotranspiração, enquanto sob condições áridas ($\phi > 1$) o suprimento de água é o fator limitante (ZHANG et al., 2001; YANG et al., 2014; GAO et al., 2016; WANG et al., 2016).

Um certo número de funções tem sido utilizado para descrever F (Tabela 1 em Yang et al., 2014). As equações de Fu (FU, 1981) e Choudhury (CHOUDHURY, 1999) têm recebido mais atenção e aplicação (ZHANG et al., 2004; ZHOU et al., 2015; GAO et al., 2016). Ambas as equações consideram o clima e um parâmetro específico da bacia. Para Gao et al (2016), as duas equações mostram ser praticamente idênticas, e a equação de Choudhury pode ser derivada utilizando a abordagem de Fu (YANG et al., 2008).

Neste estudo, foi utilizada a equação de Fu (FU, 1981; ZHANG et al., 2004), com o objetivo de detectar o efeito anual das possíveis mudanças nas variáveis do clima e dos parâmetros hidrológicos na BHRI, e as contribuições quantitativas das mudanças em P , E_o e m (ΔP , ΔE_o e Δm) nas alterações de vazão e escoamento.

$$F(\phi) = 1 + \phi - (1 + \phi^m)^{1/m} \quad (6.5)$$

Onde m ($1, \infty$) é uma constante de integração que representa as características da bacia (tipo de vegetação, propriedades do solo e/ou topografia). Um caso extremo ocorre quando $m = 1$, $ET/P = 0$ e $Q = P$, isto é, quando a toda a precipitação se transforma em vazão (escoamento) e o tempo de residência é zero. O extremo oposto ocorre quando $m \rightarrow \infty$, $ET/P = 1$ e $Q = 0$ para $\phi > 1$, ou $ET/P = E_o/P$ e $Q = P - E_o$ para ϕ (ou $\phi < 1$). Neste extremo, toda a precipitação permanece na bacia, e o tempo de residência é igual ao tempo necessário para que toda a precipitação possa evaporar. *Em síntese, para um dado valor de P e E_o , um aumento em m resulta em um aumento em ET com um decréscimo complementar em Q .*

Quantificação da Sazonalidade Hidroclimática:

É necessário conhecer a variabilidade interanual do particionamento pluviométrico na escala sazonal, visando entender como se dá o controle da variabilidade pluviométrica e das características da bacia hidrográfica sobre o balanço hídrico interanual. Neste estudo, tendo como base conceitual as aplicações realizadas por Wang (2012), Chen et al., (2013) e Wu et al., (2017), foi testada se a hipótese de Budyko é aplicável para modelar a evaporação sazonal quando as mudanças no armazenamento de água no solo são significativas. Assim, foi

adotado o conceito de precipitação efetiva, o qual foi aplicado para definição dos índices mensais e sazonais de aridez climática e taxas de evaporação. As funções de Budyko foram modificadas para modelar a evaporação sazonal e as mudanças no armazenamento de água no solo.

Meses Secos e Úmidos

O índice de aridez mensal (A_m), conforme o conceito do índice de aridez climática, é definido pela relação entre a energia disponível e a água disponível. Para o cálculo do balanço hídrico anual, a mudança no armazenamento de água no solo é geralmente insignificante em comparação com a intensidade média anual da precipitação (P). A energia disponível é representada pela evaporação potencial (E_o), e a disponibilidade de água pela precipitação. Porém, a dinâmica do armazenamento de água é significativa nas escalas mensal e sazonal e, portanto, deve ser considerada para a contabilidade da água disponível, a qual, nos meses secos, inclui não apenas a precipitação, mas também o esgotamento da água armazenada no solo da bacia hidrográfica, enquanto o armazenamento nas bacias hidrográficas é reabastecido pela parcela de água da chuva infiltrada durante os meses úmidos e, portanto, o aumento no armazenamento deve ser subtraído das quantidades precipitadas (CHEN et al., 2013).

Conforme Wang (2012) e Chen et al., (2013), a precipitação efetiva ($P_m - \Delta S_m$) representa a disponibilidade de água, assim, o índice de Aridez (A_m) é definido pela equação (6.6):

$$A_m = \frac{E_{Pm}}{P_m - \Delta S_m} \quad (6.6)$$

onde: E_{Pm} e P_m são a evaporação potencial e a precipitação mensais, respectivamente; ΔS_m é a mudança de variação mensal no armazenamento de água no solo.

Os meses secos e úmidos foram definidos conforme os valores de A_m : *meses úmidos apresentam $A_m < 1$ e meses secos $A_m \geq 1$* . Baseado nesta definição, os meses secos (e úmidos) podem variar de um ano para outro devido a variabilidade interanual do Índice de Aridez mensal (A_m). Portanto, os meses constantemente úmidos e secos para a BHRI, foram identificados considerando o Índice de Aridez médio mensal, expresso pela equação (6.7):

$$\bar{A}_m = \frac{\bar{E}_{Pm}}{\bar{P}_m - \bar{\Delta S}_m} \quad (6.7)$$

Índices de Aridez Sazonais (A_u e A_s)

Após identificados os meses constantemente úmidos e secos pela equação (6.7), foram calculados para cada ano do período (1980-2013) os valores agregados mensais referentes as intensidades de precipitação, evaporação potencial, escoamento e variação no armazenamento de água no solo. Por exemplo, a intensidade da precipitação nas estações úmida (P_u) e seca (P_s) foram calculadas pelas equações (6.8a e 6.8b):

$$P_u = \sum_{i=1}^{n_u} P_{ui} \quad (6.8a)$$

e

$$P_s = \sum_{i=1}^{n_s} P_{si} \quad (6.8b)$$

onde n_u e n_s são os números de meses úmidos e secos em um ano e são constantes para uma data bacia hidrográfica. De modo similar, os valores sazonais para a evaporação potencial (E_{P_u} e E_{P_s}), escoamento (Q_u e Q_s) e variação no armazenamento de água no solo (ΔS_u e ΔS_s) foram calculados com base nos valores mensais dos períodos úmidos e secos definidos.

Na estrutura de Budyko, a taxa de evaporação é definida como a razão entre a evaporação real e o suprimento de água. Conforme a definição do índice de aridez sazonal (CHEN et al., 2013), o suprimento de água é representado pela precipitação sazonal efetiva, e as taxas de evaporação dos períodos úmidos e secos foram calculadas pelas equações (6.9a e 6.9b):

$$A_u = \frac{E_{P_u}}{P_u - \Delta S_u} \quad (6.9a)$$

e

$$A_s = \frac{E_{P_s}}{P_s - \Delta S_s} \quad (6.9b)$$

onde A_u e A_s são os índices de aridez sazonais para os períodos úmidos e secos, respectivamente.

Portanto, a sazonalidade climática da BHRI foi modelada através do *índice de aridez sazonal*, cujas intensidades de precipitação e evaporação potencial estão inclusas em A_u e A_s . Por sua vez, as mudanças sazonais no armazenamento de água no solo são variáveis hidrológicas controladas por muitos fatores, tais como a capacidade de armazenamento de água no solo e o potencial de infiltração. Os índices de aridez sazonais, portanto, são variáveis

hidroclimáticas que refletem a sazonalidade climática e as características hidrológicas das bacias hidrográficas (CHEN et al., 2013).

Os valores do índice de aridez sazonal para cada ano são geralmente inferiores a 1 para as estações úmidas e superiores a 1 para as estações secas. Esse limite pode não ser válido para todos os anos, uma vez que a definição de meses secos e úmidos é baseada no índice médio de aridez mensal (equação 6.6). Se o índice de aridez mensal de um ano desviar significativamente do seu valor médio, é possível que os índices de aridez sazonais sejam superiores a 1 no período de chuva (ou inferiores a 1 nas estações secas). É possível que os índices de aridez mensais médios para todos os 12 meses sejam maiores ou menores que 1 para algumas bacias hidrográficas onde a sazonalidade não é forte. Nestas, há apenas uma estação (úmida ou seca) e o índice de aridez sazonal é o equivalente exato do índice de aridez anual.

Modelo de Budyko na Escala Sazonal na BHRI

A equação semi-empírica proposta por Budyko (1974) é um modelo não paramétrico para o equilíbrio hídrico de longo período. Para incorporar os efeitos de outros fatores no balanço hídrico, as funções de Budyko com um único parâmetro foram desenvolvidas por vários autores ([FU, 1981; ZHANG et al., 2001; YANG et al., 2008; GAO et al., 2016; CHEN et al., 2013; WANG et al., 2016). Uma das maneiras funcionais é a equação de *Turc-Pike*:

$$\frac{E}{P} = \left[1 + \left(\frac{E_P}{P} \right)^{-\nu} \right]^{-1/\nu} \quad (6.10)$$

Onde ν é o parâmetro que representa os efeitos de outros fatores da bacia tais como vegetação, solo e topografia na partição da precipitação.

Neste estudo, a exemplo de Chen et al. (2013), a equação de Turc-Pike foi estendida para modelar a dependência da relação de evaporação sazonal no índice de aridez sazonal. Foram considerados dois fatores na extensão do modelo de Budyko à escala sazonal: (1) o limite inferior do índice de aridez sazonal para a bacia e (2) a diferenciação entre as estações seca e úmida.

A equação de Budyko permite realizar uma intercomparação do equilíbrio hídrico entre bacias hidrográficas. Assim, E/P aproxima-se de zero quando o índice de aridez climática se aproxima de zero na equação (6.10). Porém, para uma determinada bacia hidrográfica, o limite inferior do índice de aridez sazonal pode ser um valor positivo ou

mesmo superior a 1 em estações secas. Para caracterizar o possível limite inferior não nulo do índice de aridez sazonal, uma mudança ao longo do eixo horizontal foi introduzida na equação (6.10). Por sua vez, foram utilizados dois conjuntos diferentes de valores de parâmetros na equação (6.10) para períodos úmidos e secos, com o objetivo de diferenciar o comportamento da partição da precipitação sob condições úmidas e secas.

Como resultado, foram utilizadas as seguintes equações de Turc-Pike modificadas para estimar a taxa de evaporação sazonal nas estações úmida e seca, respectivamente:

$$\frac{E_u}{P_u - \Delta S_u} = \left[1 + \left(\frac{E_{ou}}{P_u - \Delta S_u} - \phi_u \right)^{-v_u} \right]^{-1/v_u} \quad (6.11a)$$

$$\frac{E_s}{P_s - \Delta S_s} = \left[1 + \left(\frac{E_{os}}{P_s - \Delta S_s} - \phi_s \right)^{-v_s} \right]^{-1/v_s} \quad (6.11b)$$

Onde v_u e v_s são os coeficientes de Turc-Pike para as estações úmidas e secas, respectivamente, e ϕ_u e ϕ_s são os limites inferiores correspondentes para os índices de aridez sazonais.

Para o modelo de evaporação sazonal (E), assume-se que a forma funcional da curva de Budyko é aplicável à escala de tempo sazonal na BHRI com as seguintes modificações: (1) o índice sazonal de aridez climática é definido como a razão entre a evaporação potencial (E_o) e a precipitação efetiva ($P - \Delta S$); (2) a taxa de evaporação sazonal é definida como a razão entre a evaporação (E) e a precipitação efetiva ($P - \Delta S$); e (3) o limite inferior do índice de aridez climática sazonal pode ser maior do que zero.

Os valores de ϕ_u e ϕ_s são interpretados como os limites inferiores do índice de aridez para as estações úmidas e secas. Assim, para uma determinada bacia hidrográfica, o valor de ϕ_s deve ser maior que o de ϕ_u . Dado o mesmo índice de aridez sazonal em uma bacia hidrográfica, o índice de evaporação nas estações secas deve ser maior do que nas estações úmidas. Os valores de ϕ_u e ϕ_s representam também os deslocamentos dos limites das linhas 1: 1 devido aos limites de energia. Quando o índice de aridez sazonal é menor que 1 na estação úmida, o limite superior da evaporação é igual a $E_{Pu} - \phi_u (P_u - \Delta S_u)$, o qual é geralmente menor do que E_{Pu} . Por outro lado, nas estações secas com $A_s < 1 + \phi_s$, o limite superior de E_s é $E_{Ps} - \phi_s (P_s - \Delta S_s)$, o qual é menor do que o suprimento de água ($P_s - \Delta S_s$). Como resultado, há um limite superior menor sobre a evaporação sazonal em condições "limite de energia".

Após obtidos os quatro parâmetros (v_u , v_s , ϕ_u e ϕ_s) para o modelo de evaporação sazonal da BHRI, o modelo sazonal de Budyko desenvolvido por Chen et al., (2013), foi

utilizado para estimar as mudanças anuais de armazenamento e a evaporação, considerando que estavam disponíveis os dados de precipitação (P), evaporação potencial (E_o) e escoamento (Q). Ao substituir $E_u = P_u - Q_u - \Delta S_u$ nas equações (6.11a) e (6.11b), foram obtidas as seguintes equações (6.12.a) e (6.12.b), por meio das quais foram estimadas as mudanças no armazenamento de água no solo durante as estações úmidas e secas:

$$1 - \frac{Q_u}{P_u - \Delta S_u} - \left[1 + \left(\frac{E_{ou}}{P_u - \Delta S_u} - \phi_u \right)^{-v_u} \right]^{-1/v_u} = 0 \quad (6.12a)$$

$$1 - \frac{Q_s}{P_s - \Delta S_s} - \left[1 + \left(\frac{E_{os}}{P_s - \Delta S_s} - \phi_s \right)^{-v_s} \right]^{-1/v_s} = 0 \quad (6.12b)$$

Os valores de ΔS_u e ΔS_s após resolvidos numericamente utilizando as equações (6.12.a) e (6.12.b), as mudanças anuais de armazenamento (ΔS) foram calculadas como um somatório das mudanças sazonais de armazenamento pela equação (6.13), a seguir:

$$\Delta S = \Delta S_u + \Delta S_s \quad (6.13)$$

Finalmente, a evaporação anual pode ser calculada como um resíduo do balanço hídrico uma vez que as mudanças de armazenamento tenham sido estimadas.

Resultados e Discussão

Dentre os tipos de texturas de solo identificadas para a BHRI (Tabela 3.1), as argilosas e muito argilosas representam mais de 90% das ocorrências na bacia. Esse tipo de textura implica em solos com baixa capacidade de infiltração e armazenamento de água.

Os valores de CN representam as perdas hídricas potenciais de uma bacia; quanto menor o valor do parâmetro, maior será o armazenamento inicial de uma bacia, reduzindo a possibilidade de escoamento (TYAGI et al., 2008). Embora o CN varie teoricamente de 0 a 100, os valores validados na prática por Mishra e Singh, (2003) estão na faixa de 40-98. Quanto maior o valor da CN, maior é o potencial de escoamento da bacia hidrográfica, e vice-versa. Na Tabela 6.2, observam-se que os valores do parâmetro CN obtidos para a BHRI em cada período mostram um aumento na capacidade de gerar escoamento. O CN estimado em 1973 (71,65) revela uma tendência ao crescimento atingindo 73,44 na última década (2013). Por sua vez, os resultados obtidos para o armazenamento (S) indicam um decréscimo na

capacidade de retenção da água pelo solo da bacia, pois entre 1973 e 2013, essa capacidade decresce 8,1% (Figura 6.2).

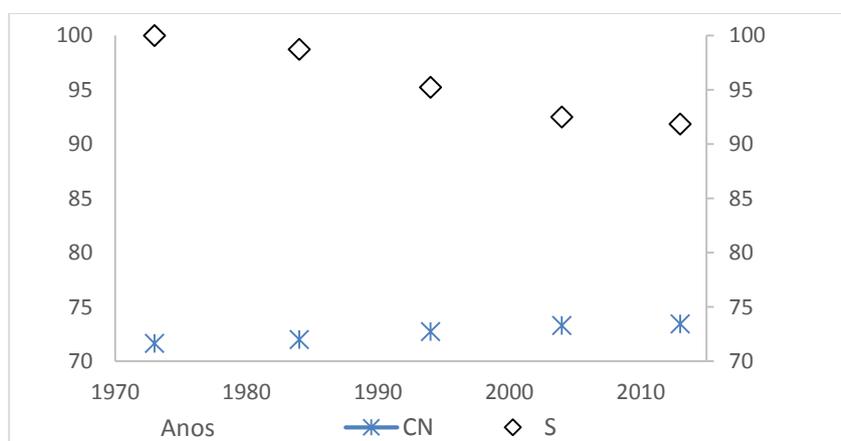
Tabela 6. 2. Número da Curva (CN) e o armazenamento (S) obtidos para a BHRI. Também, são apresentados os percentuais de cobertura e mudanças no uso do solo ao longo das décadas.

Período	CN	S (mm)	F (%)	P (%)	M (%)	U (%)
1973	71,65	100	99,27	0,72	0,00	0,001
$CN_{1973} = 71,62 * 99,27\% + 76,28 * 0,72\% + \text{Urbano} * 0,01\%$						
1984	72,01	98,73	89,85	10,07	0,05	0,03
$CN_{1984} = 71,60 * 89,85\% + 75,63 * 10,07\% + 75,12 * 0,05\% + 72,92 * 0,03\%$						
1994	72,73	95,23	71,73	28,07	0,12	0,08
$CN_{1994} = 71,40 * 71,73\% + 76,14 * 28,07\% + 70,99 * 0,12\% + 73,03 * 0,08\%$						
2004	73,31	92,49	53,18	46,51	0,17	0,14
$CN_{2004} = 70,45 * 53,18\% + 76,58 * 46,51\% + 71,07 * 0,17\% + 73,47 * 0,14\%$						
2013	73,44	91,85	48,91	50,47	0,28	0,34
$CN_{2013} = 70,06 * 48,91\% + 76,73 * 50,47\% + 73,82 * 0,28\% + 72,18 * 0,34\%$						

CN é o Número da Curva, S é o armazenamento do solo, e percentuais (%) de: F = área de floresta, P = área de Pasto, M = área de Mineração e U = área Urbana.

Fonte: Do Autor

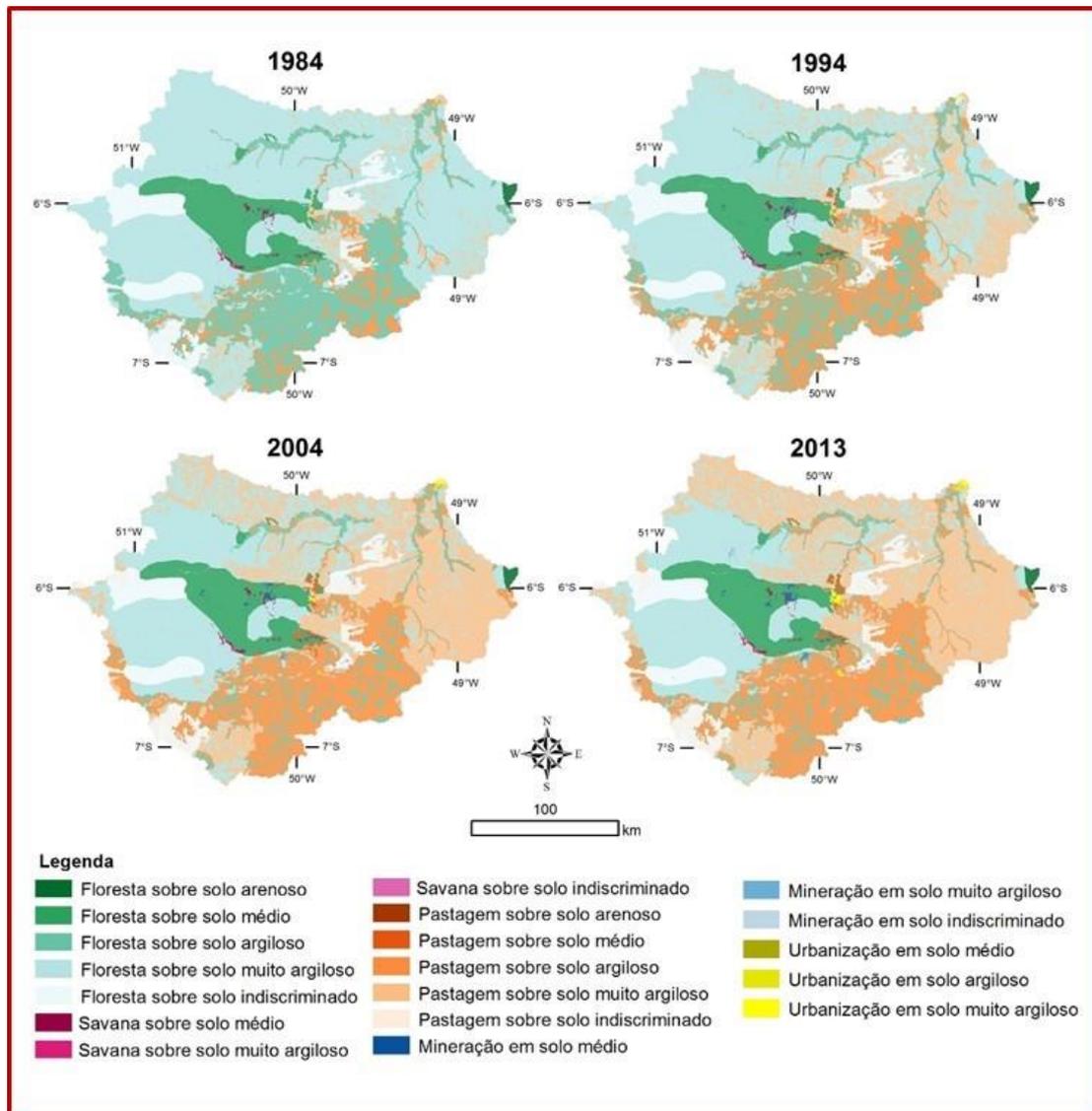
Figura 6. 2. Relação entre o Número da Curva (CN) e o armazenamento de água no solo (S).



Fonte: Do Autor

Os números demonstram uma taxa elevada de conversão da floresta em pasto, e a consequente diminuição na capacidade de armazenamento acompanhada por um aumento na probabilidade de escoamento (Figura 6.3). A Tabela 6.2, demonstra que na década de 1980-1989 a cobertura vegetal era formada por aproximadamente 89,85% de floresta e 10,07% de pasto. Na década de 1990-1999, essa tendência se mantém, 71,73% de floresta para 28,07% de pasto. Na última década essa tendência tornou-se mais acentuada, agora a cobertura de floresta é de apenas 48,91% para um significativo aumento na cobertura formada por pasto (50,47%).

Figura 6. 3. Evolução do processo de conversão da floresta em pasto ao longo das décadas combinada com as texturas de solos identificadas para a BHRI (1984-2013).

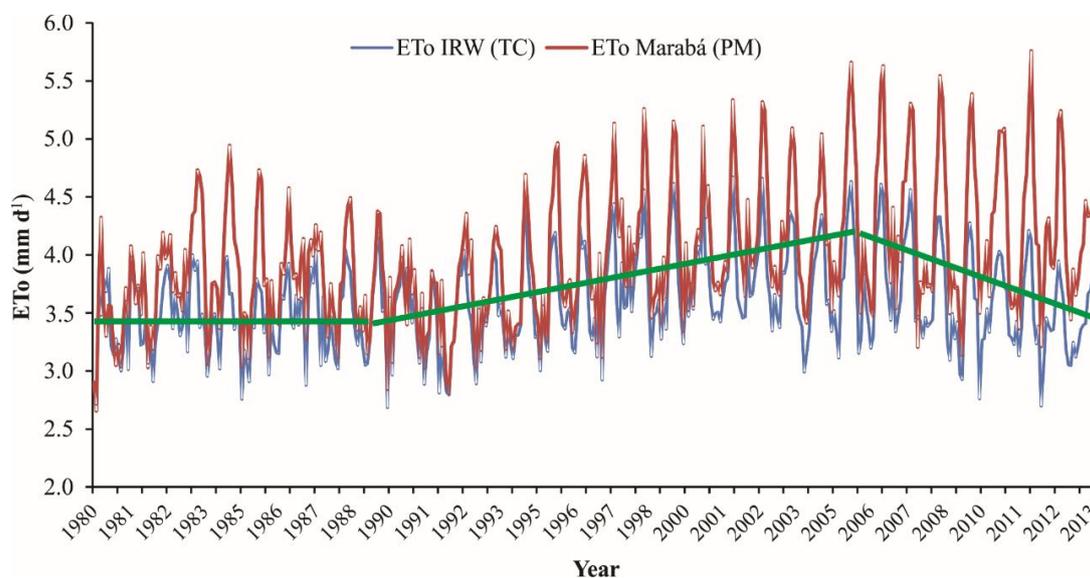


Fonte: Do Autor

A Figura 6.4 mostra a variabilidade temporal da ET_o para a BHRI e a estação Marabá, considerando os valores médios anuais estimados pelos métodos de TC e PM, respectivamente. Os picos máximos mostram uma amplitude maior para a estação Marabá, tal comportamento é explicado por tratarem-se de medidas pontuais de uma única estação, ao passo que para a BHRI percebe-se a amplitude é menor. Observa-se que, de 1980 a 1989, a ET_o mostra uma tendência à manutenção dos valores médios. Na metade final dessa década, o processo de conversão de áreas florestais (90% a 70%) para pastagem (10% a 30% %) foi bastante acentuado (SOUZA FILHO et al., 2016). A partir de 1990 até 2006, observa-se uma tendência à elevação nas taxas médias anuais de ET_o , ao final desse período a cobertura de floresta representa 53% para 46% de pasto. O comportamento esperado da ET_o nesse

período seria uma redução nos valores médios de evapotranspiração, contudo percebe-se uma tendência a elevação que pode estar associada à intensificação do uso e ocupação da terra e à diminuição da cobertura vegetal. Entre 2007 e 2013, verifica-se uma inversão na tendência dos valores médios anuais, a partir de 2006 decrescem os valores de ETo . Neste último período, a redução da evapotranspiração está em conformidade com o comportamento esperado para a ETo , pois segundo alguns autores (VÖRÖSMARTY et al., 1991; TUCCI; CLARKE, 1997; WOHL et al.; 2012) o desmatamento reduz a evapotranspiração local (ET), através da diminuição da procura de água pela planta considerando que diminuiu a área de vegetação em comparação com a vegetação nativa.

Figura 6. 4. Variabilidade temporal da ETo para a BHRI pelo método de Turc (TC) e para a estação Marabá pelo método de Penman-Monteith (PM) no período de 1980-2013. Em verde, a linha de tendência.

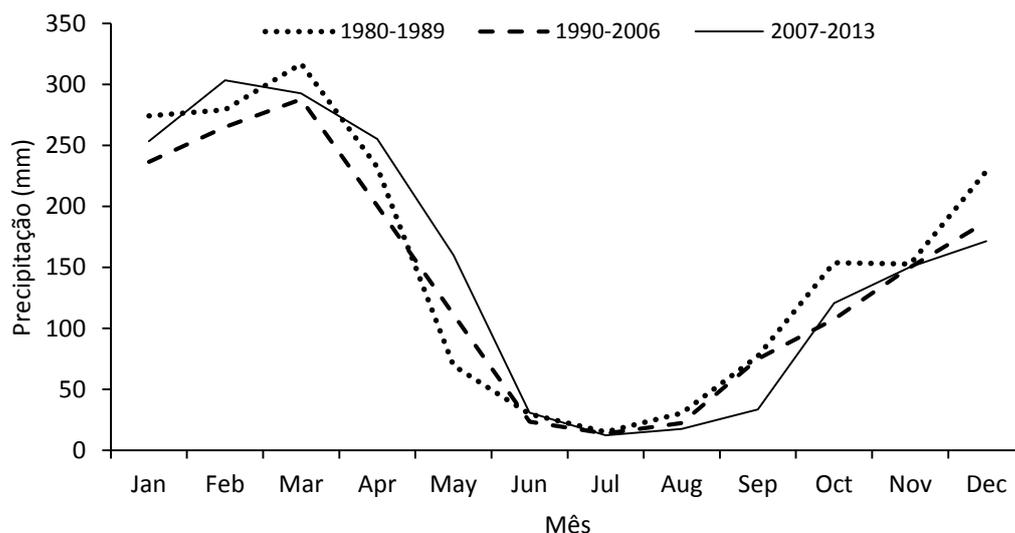


Fonte: Do Autor

As Figuras 6.5 e 6.6 apresentam os valores médios mensais dos acumulados de P e Eo particionados nos seguintes períodos: 1980-1989, 1990-2006 e 2007-2013. Na Figura 6.5 o comportamento dos acumulados de P para o período total (1980-2013), apresentados na Tabela 6.3, ratificam a sazonalidade marcante ao longo do ano hidrológico. A segunda década (1990-1999) apresenta os menores acumulados nos meses (janeiro-abril) que concentram os maiores índices pluviométricos durante a estação chuvosa, sendo 17,81% menor em relação à década de 1980-1989, e 19% em relação à década de 2000-2013. O acumulado anual da década de 90 também é menor 13,8% em relação à década de 80 e 11,8% em relação à década de 2000. Este comportamento pode estar associado aos eventos de El Niño forte (1990-1993

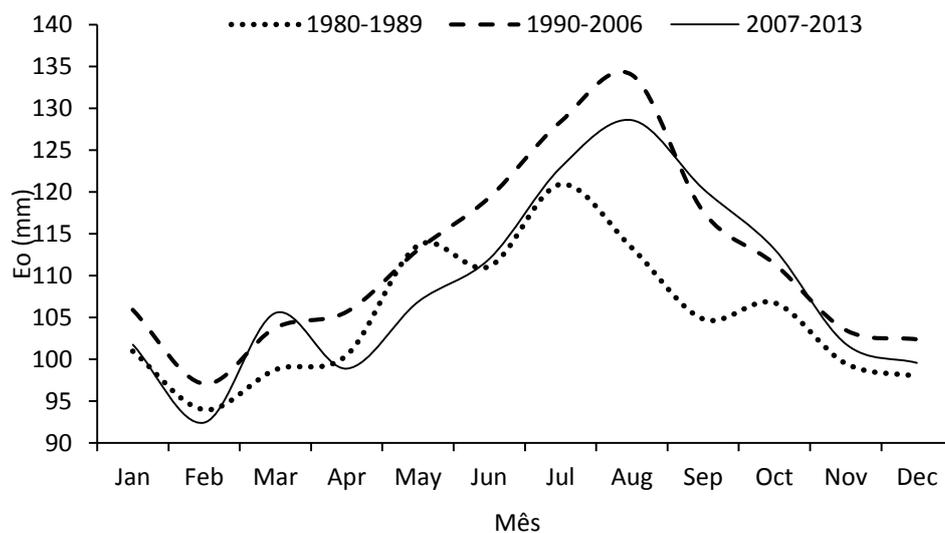
e 1997-1998), pois a atuação deste fenômeno climático implica em índices pluviométricos abaixo do normal sobre grande parte do Estado do Pará (RICKEY et al., 1989; SOUZA et al., 2005; RAMOS DA SILVA et al., 2008). A partir do mês de junho até setembro, as curvas apresentam comportamento semelhante. Em outubro, mês de transição entre o período seco e chuvoso (SILVA JÚNIOR et al., 2017a), as curvas afastam-se em sentido crescente.

Figura 6. 5. Acumulados médios mensais de precipitação ao longo dos períodos estudados: linha pontilhada: 1980-1989, traços médios: 1990-2006, e linha contínua: 2007 -2013.



Fonte: Do Autor

Figura 6. 6. Evapotranspiração potencial (E_o) em valores médios mensais para cada período. Linha pontilhada: 1980-1989, traços médios: 1990-2006, e linha contínua: 2007-2013.



Fonte: Do Autor

Em termos gerais, a evapotranspiração potencial (E_o) calculada pelo método de Turc para a BHRI apresenta, ao longo dos três períodos um comportamento distinto (Figura 6.6): no período chuvoso (nov-mai), os valores mais baixos são registrados entre 1980-1989, enquanto os valores mais elevados referem-se ao período 1990-2006. Os valores mais baixos referem-se ao período 2007-2013. A partir de maio, mês que marca a transição entre a estação chuvosa e a seca na BHRI, constata-se uma tendência a elevação dos valores. Especificamente, os meses de julho e agosto registram os picos máximos. Entre agosto-dezembro percebe-se um declínio cujos valores médios observados aproximam-se daqueles do início do ano.

Tabela 6. 3. Dados anuais observados e calculados para a BHRI no período de 1980-2013.

Ano	Precipitação (mm)	E_o (TC) (mm)	Evapotranspiração Real (mm)			Índice de Aridez
			ET_{sch}	ET_{pk}	ET_{bdk}	E_o/P
1980	1789.7	1270.6	669.6	735.1	720.2	0.7
1981	1450.2	1309.9	621.2	687.8	673.3	0.9
1982	1596.8	1315.8	688.9	761.9	746.4	0.8
1983	1420.0	1429.7	655.4	723.6	709.8	1.0
1984	1865.9	1412.2	790.7	875.1	856.6	0.7
1985	3009.8	1265.7	788.2	862.2	841.7	0.4
1986	2159.2	1300.6	824.3	907.5	887.9	0.6
1987	1648.8	1341.8	768.5	854.2	837.6	0.8
1988	1778.4	1332.9	720.6	795.2	778.4	0.7
1989	1883.8	1288.7	796.4	878.0	860.8	0.6
1990	1514.3	1357.8	745.4	820.7	805.7	0.9
1991	1674.1	1238.1	684.9	767.3	749.4	0.7
1992	1456.7	1314.5	667.6	730.1	717.2	0.9
1993	1303.2	1319.8	704.8	777.4	764.0	1.0
1994	1616.5	1345.7	740.8	825.0	807.5	0.8
1995	1658.7	1357.6	685.4	769.4	751.2	0.8
1996	1556.4	1365.1	691.7	768.9	752.5	0.8
1997	1550.6	1409.3	690.7	765.3	749.6	0.9
1998	1577.7	1456.8	774.5	855.4	839.4	0.9
1999	2110.3	1405.8	785.8	882.1	860.2	0.6
2000	2035.2	1433.9	815.2	897.1	878.4	0.7
2001	1860.0	1429.2	788.3	876.9	857.8	0.7
2002	1619.9	1470.4	779.3	864.7	847.4	0.9
2003	1761.9	1453.5	817.0	902.4	884.9	0.8
2004	1971.8	1421.3	804.5	883.3	866.4	0.7
2005	1517.5	1490.5	722.5	798.0	782.7	0.9
2006	1794.1	1468.8	723.9	805.2	787.0	0.8
2007	1491.1	1470.7	687.1	755.4	741.4	0.9
2008	1984.4	1404.2	742.6	823.1	803.7	0.7

2009	2285.2	1331.0	775.9	847.8	829.8	0.5
2010	1668.9	1406.9	694.3	769.8	752.8	0.8
2011	2050.9	1357.7	727.3	810.1	789.8	0.6
2012	1652.4	1326.4	680.2	747.7	732.4	0.8
2013	1475.1	1284.0	695.9	769.0	754.0	0.8

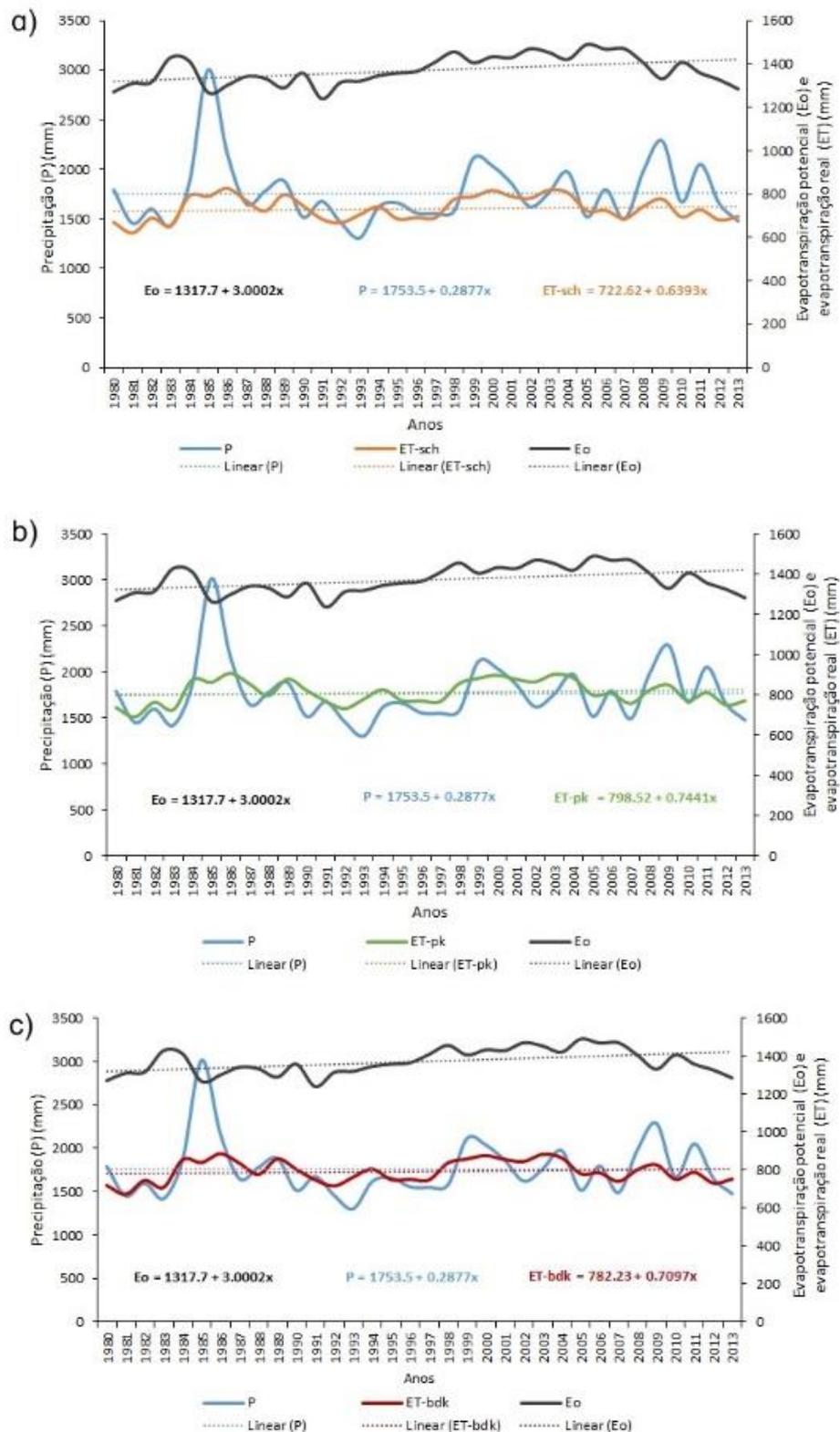
E_o -TC - Evapotranspiração Potencial calculada pelo método de Turc; ET_{sch} – Evapotranspiração Real calculada pelo método de Schreiber (1904); ET_{pk} - Evapotranspiração Real calculada pelo método de Pike (1964); ET_{bdk} - Evapotranspiração Real calculada pelo método de Budyko; E_o/P – índice de aridez que representa o quociente entre a evapotranspiração potencial e a precipitação, conforme Budyko (1974).

Fonte: Do Autor

Na Figura 6.7 apresentam-se as variabilidades temporais da precipitação (P), evapotranspiração potencial (E_o) e evapotranspiração real (ET), esta última estimada pelos métodos: Scheriber (1904), Pike (1964) e Budyko (1974), para o período de 1980 a 2013. Os valores médios anuais de precipitação da primeira (1980-1989) para a segunda década (1990-1999) apresentaram uma redução de 13,9%, porém, constatou-se um aumento de 13,4% dos anos 1990 para os anos 2000. Da mesma forma, a E_o apresenta uma tendência ascendente ao longo de todo o período, com valor médio anual na primeira (1980-1989) e segunda (1990-1999) décadas, de 1.326,8 mm e 1.357,0 mm, respectivamente, cujo aumento representa uma taxa de 2,0 mm.a⁻¹ durante a primeira e 5,3 mm.a⁻¹ na segunda década. No entanto, houve um decréscimo de 2,7 mm.a⁻¹ de E_o para a década de 2000-2013.

Os valores de ET apresentam de um modo geral, para todas as três metodologias, uma tendência decrescente ao longo de todo o período. Porém, quando se observa com mais detalhe percebem-se comportamentos diferenciados, por exemplo: entre 1980-1986 mostra uma tendência de elevação dos valores médios, entre 1987-1997 decrescente, enquanto que entre 1998-2004 é crescente, finalmente, a partir de 2005 mostra uma tendência ao decréscimo dos valores médios anuais. Constata-se que, em termos médios, para o período do estudo realizado (1980-2013), os maiores valores foram estimados pelo método de Pike, com média anual de 815,0 mm. a⁻¹, e os menores pelo método de Scheriber (737,0 mm.a⁻¹), enquanto que o método de Budyko apresenta valor médio intermediário de 798,1 mm. a⁻¹.

Figura 6.7. Comportamento da Precipitação (P), Evapotranspiração Potencial (E_o) e Evapotranspiração Real (ET) de longo período (anual), estimadas pelas equações de (a) Schreiber (1904), (b) Pike (1964) e (c) Budyko (1974). As linhas pontilhadas representam as tendências para cada parâmetro.

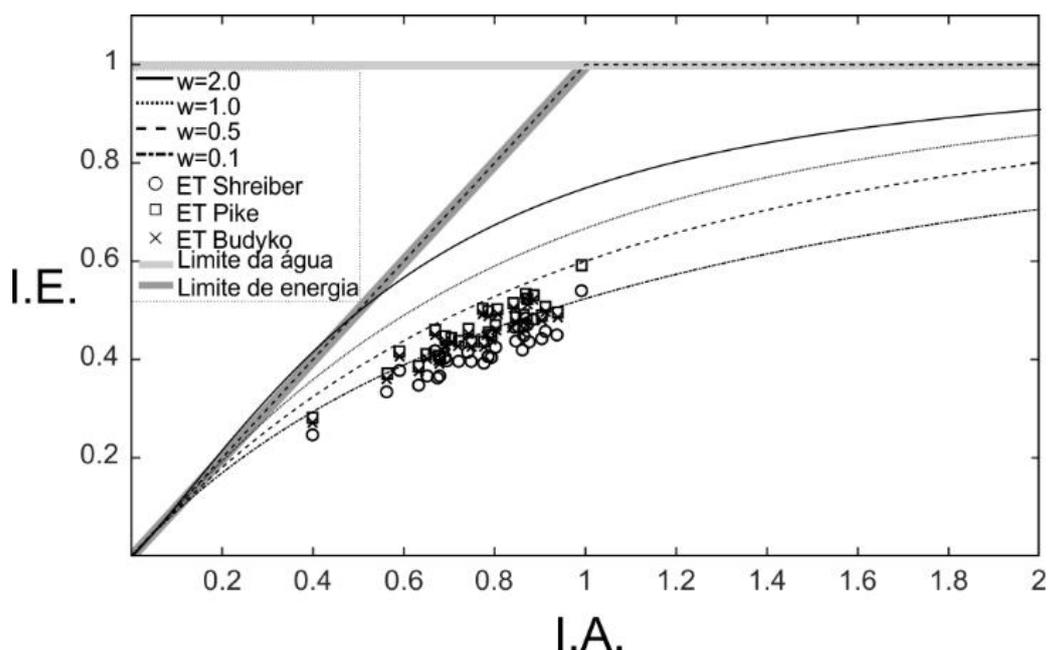


Fonte: Do Autor

Conforme Milly (1994) e Zhang et al. (2001), a distribuição espacial da capacidade de armazenamento de água no solo e o padrão temporal da precipitação podem afetar a evapotranspiração da bacia, porém, a médio e longo prazo (anual), estes efeitos parecem ser secundários. Na Figura 6.8 apresenta-se a relação entre o índice evaporativo ($I_e = ET/P$) e o índice de aridez ($I_a = E_o/P$) na escala de longo período (anual), considerando que foram utilizados os métodos de Scheriber (1904), Pike (1964) e Budyko (1974) para determinação da evapotranspiração real no período de 1980 a 2013.

O modelo de Budyko utiliza como base o conceito “oferta-demanda” de água e atende às duas condições extremas: muito seco e muito úmido. Nesse contexto, os resultados obtidos para a BHRI situam-na dentro da condição de relativa umidade. Os dados mostram uma tendência crescente tanto em relação ao índice evaporativo (ET/P) quanto em relação ao índice de aridez (E_o/P). O conjunto de dados obtidos pelas três metodologias situam nossos pontos no campo em que $ET/P < 1$, nesta condição, o fator que controla a evapotranspiração é a energia disponível. Contudo, quando se considera a quantidade de água disponível para as plantas (w), todos os pontos situam-se abaixo da linha de 0,5 e mais da metade deles abaixo da linha de 0,1, ou seja, os pontos para a BHRI situam-se próximos ao limite inferior de água.

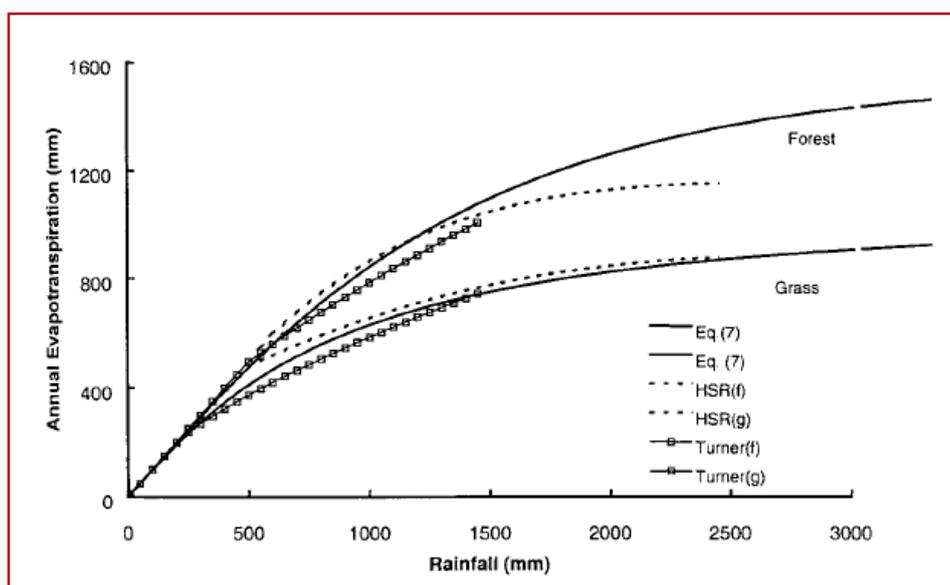
Figura 6. 8. Curva de Budyko mostrando a relação entre o índice evaporativo ($I_e = ET/P$) e o índice de aridez ($I_a = E_o/P$) na escala anual para diferentes valores do coeficiente de água disponível para a vegetação (w) na BHRI (1980-2013). Onde: ET é a evapotranspiração real; P a precipitação e E_o a evapotranspiração potencial.



Fonte: Do Autor

Uma comparação entre as curvas obtidas por Zhang et al. (2001) e aquelas descritas por Holmes e Sinclair (1986) e Turner (1991) é mostrada na Figura 6.9. As curvas são muito similares. Para índices mais elevados de chuvas anuais, a curva obtida por Zhang et al. (2001) tende a superestimar a evapotranspiração da floresta em comparação com a curva de Holmes e Sinclair (1986). Os resultados obtidos por Zhang et al. (2001) refletem o comportamento de proporções variadas de cobertura florestal e grama onde a maioria das coberturas arborizadas plotam em torno da curva superior, e as coberturas gramadas em torno da curva inferior, especialmente para o caso de bacias com vegetação mista.

Figura 6. 9. Comparação entre as curvas e as relações empíricas desenvolvidas para para coberturas florestadas e gramadas. Onde: Eq. (7) referem-se as curvas obtidas por Zhang et al. (2001) para floresta (superior) e grama (inferior); HSR(f) e HSR(g) curvas obtidas por Holmes e Sinclair (1986) e Turner (1991) para floresta (f) e grama (g), respectivamente.



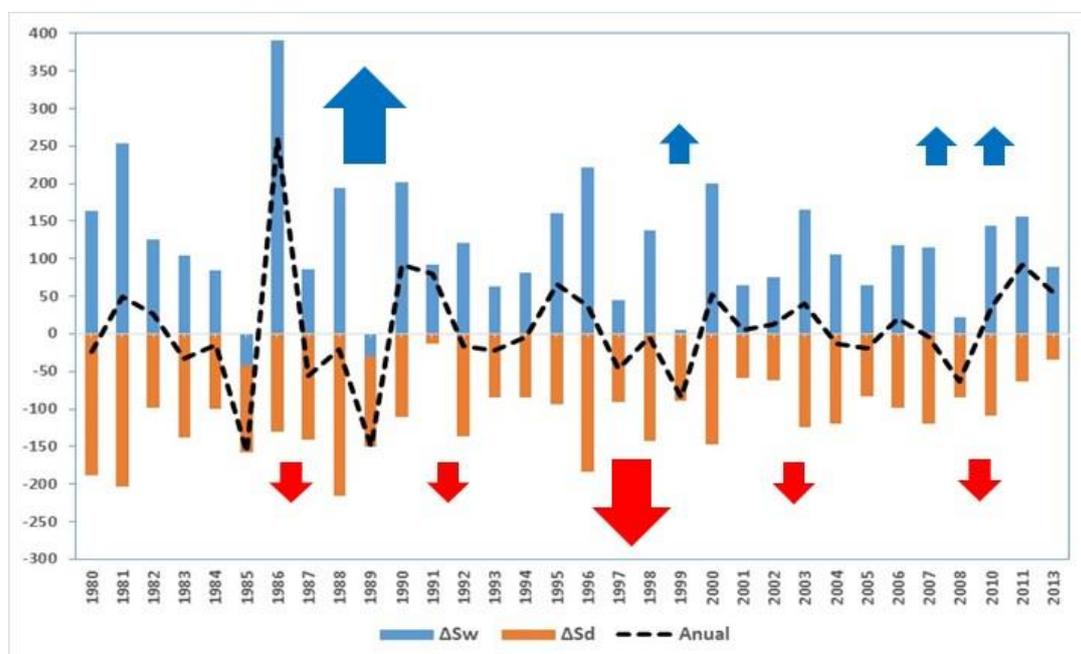
Fonte: Extraída de Zhang et al. (2001)

Ao comparar o comportamento da curva anual de Budyko obtida neste estudo para a BHRI com aqueles obtidos por Holmes e Sinclair (1986), Turner (1991) e Zhang et al. (2001), é possível estabelecer uma boa correlação, pois nossos dados representam uma bacia hidrográfica com cobertura mista (floresta e pasto) e, portanto, apresentam um comportamento da evapotranspiração anual entre aquele observado para bacias inteiramente florestadas e aquelas completamente desmatadas. Assim, é possível usar as duas curvas como um envelope, isto é, a resposta anual da BHRI situa-se entre essas duas curvas.

No entanto, ainda que sejam identificados alguma tendência na escala anual, em termos sazonais é possível observar os efeitos locais dos eventos episódicos, da capacidade de infiltração, da topografia, e o armazenamento de água no solo mostra-se mais significativo. Seguindo a hipótese de Budyko, foi definido um novo índice de aridez sazonal como a relação entre a intensidade da evaporação potencial e a intensidade da precipitação efetiva, o que explica as mudanças de armazenamento de água no solo e de que forma essas mudanças afetam o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica.

Após definidos os meses constantemente úmidos e secos para a BHRI, foram estimadas as variações médias mensais do armazenamento de água no solo como resíduos do fechamento do balanço hídrico, utilizando os dados disponíveis de precipitação (P), evapotranspiração real (E) e escoamento (Q). Na Figura 6.10 são apresentados os comportamentos médios para a BHRI no período de 1980-2013 em termos das variações mensais no armazenamento de água no solo para os meses úmidos e secos dentro de cada ano hidrológico.

Figura 6. 10. Variações mensais no armazenamento de água no solo para os meses úmidos (ΔS_w) e secos (ΔS_d). A linha tracejada em preto representa a variação média anual do armazenzamento de água no solo da BHRI. Setas: **Vermelha** = El Niño Forte e moderado; **Azul** = La Niña Forte e moderada.



Fonte: Do Autor

Na Figura 6.10 também estão indicados os extremos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) das últimas três décadas (1986-2015), analisados por Kayano et al., (2016),

considerando-se os tipos e intensidades determinados por meio do índice de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM). Nesse período analisado, houve a ocorrência do El Niño (EN) mais intenso já registrado (1997-98), e que foi seguido por uma La Niña (LN) (1998-01) de longa duração. O EN de 1997-98 destacou-se como o mais intenso já registrado e por seus impactos climáticos marcantes ao redor de todo o globo (McPHADEN, 1999). Este evento teve um desenvolvimento rápido e decaimento abrupto.

Ao observar a Figura 6.10, constata-se que a variação média anual do armazenamento de água no solo revela comportamento diferenciado para os três períodos analisados. O primeiro período (1980-1990) apresenta as maiores amplitudes de variação no armazenamento de água no solo entre as estações úmidas e secas, quando comparado aos períodos seguintes. Esse comportamento provavelmente é reflexo da ocorrência da LN forte (1988-1989), seguido de um EN muito forte ocorrido na década seguinte (1997-1998), além das ocorrências de EN e LN de intensidades moderadas ao longo de todo o período analisado. No início da primeira década, a cobertura de floresta era de aproximadamente 70%, e a de pasto cerca de 30%, ou seja, a década inicial é marcada por uma LN forte que representa maiores índices pluviométricos sobre a região e tem, ainda, uma cobertura vegetal que permite níveis mais elevados de armazenamento de água no solo. A partir da segunda (1990-2000) e terceira décadas (2000-2013), registra-se a ocorrência de um evento de EN muito forte, associado ao avanço acentuado do processo de conversão da floresta em pasto, cuja consequência direta é a redução na capacidade de infiltração e de retenção da água.

Os valores mensais sazonais (Tabela 6.4) foram agregados para quantificar a variabilidade interanual das mudanças de evaporação e de armazenamento. A sazonalidade das chuvas e a dinâmica sazonal do armazenamento de água no solo estão incorporados diretamente no modelo sazonal desenvolvido, permitindo a compreensão dos fatores de controle dominantes no balanço hídrico. É oportuno explicar que para cada componente, por exemplo, P_u ou P_s , e assim para as demais, o valor constante na tabela representa o acumulado dos meses identificados como úmidos (P_u) ou secos (O_s) dentro de cada ano. Os valores de ΔS_u e ΔS_s referentes aos anos de 2009 e 2012 apresentaram um comportamento de “*outlier*”, sem uma explicação justificável, ainda, assim, foram excluídos da análise.

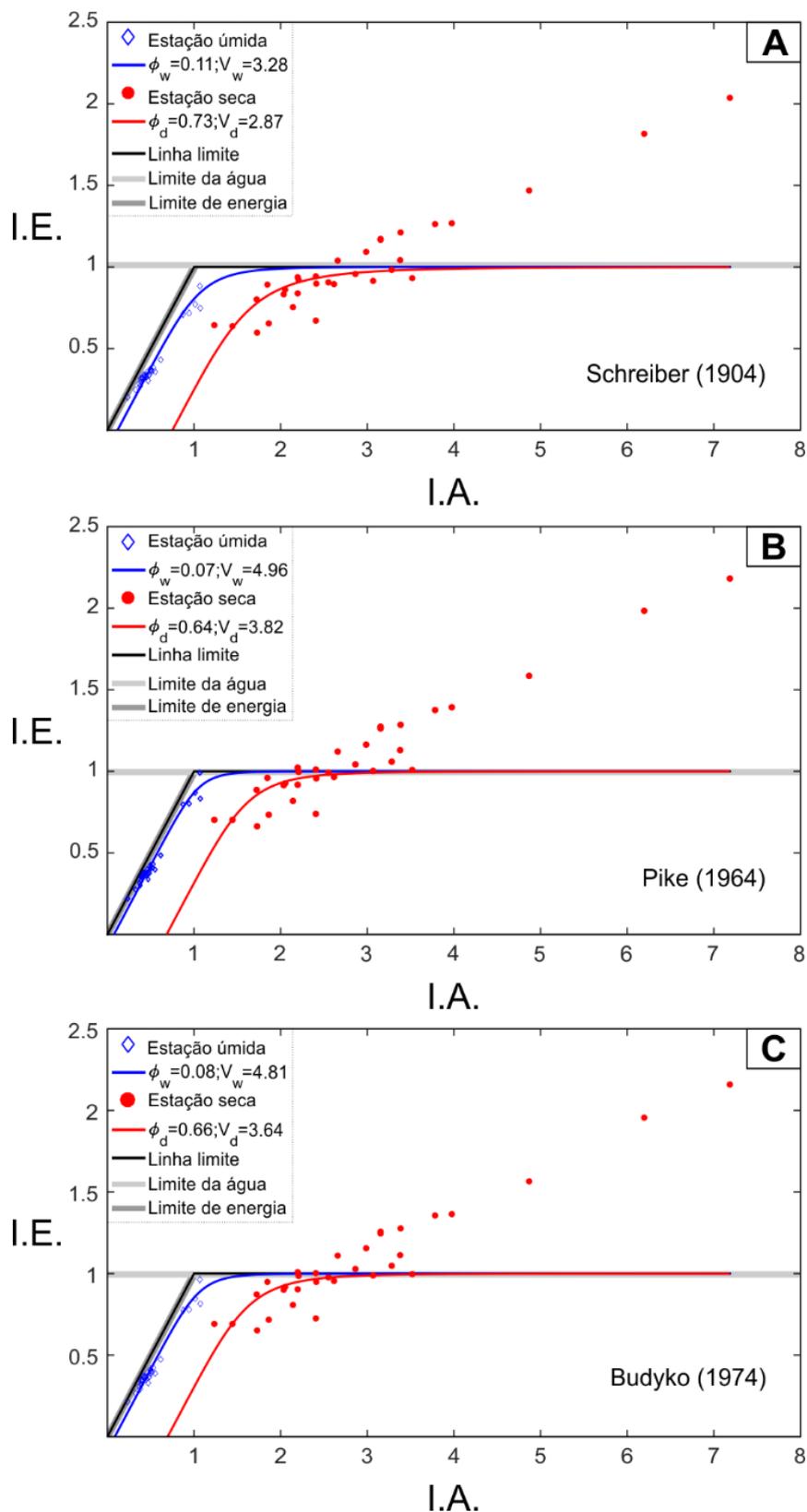
Tabela 6. 4. Índices de Aridez (IA) e Evaporativo (IE) sazonais para a BHRI (1980-2013).

Ano	Variáveis independentes								Índices de aridez Ep/(P-ΔS)		Índices evaporativos → E/(P-ΔS)					
	Pu	Ps	Epu	Eps	Qu	Qs	Δsu	Δss	Au	As	Eu _{Sch}	Es _{Sch}	Eu _{pk}	Es _{pk}	Eu _{Bdk}	Es _{Bdk}
1980	1404,85	384,87	597,39	619,85	355,91	30,92	-163,89	188,32	0,38	3,15	0,27	1,17	0,30	1,27	0,29	1,26
1981	1083,17	367,01	631,34	621,05	277,84	21,34	-252,96	202,87	0,47	3,78	0,30	1,26	0,34	1,37	0,33	1,36
1982	1234,56	362,19	607,79	672,94	384,86	32,84	-125,00	98,56	0,45	2,55	0,32	0,91	0,36	0,99	0,35	0,98
1983	1058,50	361,48	643,12	640,17	195,59	13,04	-104,22	137,76	0,55	2,86	0,36	0,96	0,40	1,04	0,39	1,03
1984	1435,66	430,20	617,69	672,03	298,49	38,04	-85,05	100,32	0,41	2,04	0,31	0,83	0,35	0,91	0,34	0,90
1985	2443,60	566,21	555,22	652,76	604,31	90,47	42,72	114,48	0,23	1,45	0,20	0,64	0,22	0,70	0,21	0,69
1986	1488,54	670,69	608,01	666,04	594,84	109,41	-390,42	130,42	0,32	1,23	0,25	0,64	0,28	0,70	0,27	0,69
1987	1133,00	515,81	630,66	644,19	282,63	45,83	-85,19	141,47	0,52	1,72	0,36	0,80	0,41	0,89	0,40	0,87
1988	1346,88	431,51	599,31	681,41	423,01	98,31	-194,48	215,58	0,39	3,16	0,29	1,17	0,33	1,26	0,32	1,25
1989	1386,50	497,34	567,58	693,95	559,45	106,16	29,38	121,55	0,42	1,85	0,33	0,89	0,37	0,96	0,36	0,95
1990	1093,63	420,65	634,02	680,95	501,47	69,63	-202,28	110,84	0,49	2,20	0,34	0,94	0,38	1,02	0,37	1,01
1991	1306,50	367,62	567,73	612,47	386,22	67,34	-92,42	12,78	0,41	1,73	0,32	0,60	0,36	0,66	0,35	0,65
1992	1124,44	332,22	595,51	663,58	309,51	62,90	-120,38	136,17	0,48	3,38	0,33	1,21	0,37	1,28	0,36	1,28
1993	935,61	367,63	614,81	678,67	265,24	29,84	-62,97	85,41	0,62	2,40	0,43	0,94	0,49	1,01	0,47	1,00
1994	1209,77	406,77	594,13	708,79	503,92	86,79	-80,84	84,19	0,46	2,20	0,35	0,84	0,40	0,92	0,39	0,90
1995	1270,30	388,37	597,07	707,21	495,98	98,06	-160,87	94,09	0,42	2,40	0,33	0,67	0,37	0,74	0,36	0,73
1996	1165,90	390,53	620,83	697,56	453,97	76,97	-220,92	183,97	0,45	3,38	0,34	1,04	0,38	1,13	0,37	1,11
1997	1224,66	325,92	631,49	722,79	473,27	60,93	-44,29	90,16	0,50	3,07	0,36	0,91	0,40	1,00	0,39	0,99
1998	1135,24	442,49	673,42	723,83	188,53	45,14	-138,43	142,27	0,53	2,41	0,38	0,90	0,43	0,96	0,42	0,95
1999	1618,60	491,68	624,12	749,81	344,70	70,53	-4,79	89,38	0,38	1,86	0,31	0,65	0,35	0,73	0,34	0,72
2000	1610,08	425,08	668,68	738,96	595,27	103,70	-199,67	147,33	0,37	2,66	0,29	1,04	0,32	1,12	0,31	1,11
2001	1457,90	402,14	645,48	734,32	415,87	95,78	-65,26	59,41	0,42	2,14	0,34	0,75	0,38	0,82	0,37	0,81
2002	1271,70	348,16	666,72	747,69	366,60	80,47	-74,65	62,39	0,50	2,62	0,38	0,90	0,42	0,97	0,41	0,95
2003	1307,03	454,86	654,76	729,39	391,24	73,90	-164,83	124,08	0,44	2,21	0,33	0,92	0,37	1,00	0,36	0,99
2004	1495,88	475,89	625,25	730,75	666,33	164,46	-106,49	119,68	0,39	2,05	0,30	0,86	0,33	0,93	0,32	0,92
2005	1204,50	313,00	631,64	753,15	411,20	70,47	-64,65	83,64	0,50	3,28	0,37	0,98	0,41	1,06	0,40	1,05
2006	1478,90	315,21	629,12	764,03	608,24	121,81	-117,79	98,02	0,39	3,52	0,31	0,93	0,35	1,01	0,34	1,00
2007	503,06	221,76	662,92	738,09	356,97	89,84	-114,40	119,05	1,07	7,19	0,75	2,04	0,83	2,18	0,81	2,16
2008	550,66	235,10	611,92	730,86	503,99	86,22	-21,45	84,91	1,07	4,87	0,88	1,47	0,99	1,59	0,96	1,57
2009	522,00	294,44	571,63	712,04	586,26	224,31	257,99	-236,15	2,17	1,34	1,84	0,52	2,04	0,56	1,98	0,55
2010	511,40	222,66	617,70	705,79	421,64	79,41	-143,90	108,79	0,94	6,20	0,72	1,82	0,80	1,98	0,78	1,96
2011	533,85	238,93	601,74	695,84	625,67	168,99	-156,70	64,00	0,87	3,98	0,71	1,27	0,80	1,39	0,77	1,37
2012	467,90	238,21	578,96	658,14	522,00	70,07	-173,08	194,78	0,90	15,16	0,67	5,18	0,75	5,55	0,73	5,49
2013	492,24	252,00	589,65	651,22	389,95	95,63	-88,50	33,76	1,02	2,98	0,77	1,09	0,87	1,16	0,85	1,15

Fonte: Do Autor

A variabilidade do IE em função do IA é apresentada na Figura 6.11. Na escala mensal, percebem claramente a separação entre os períodos úmidos e secos. Os pontos que representam o período seco movem-se para cima para valores maiores de IE devido aos efeitos do ΔS , isto é, seguem uma tendência aproximadamente linear com muitos pontos que ultrapassam o "limite de água" (ie, $E_o/P > 1$) da hipótese de Budyko. Estes pontos representam anos secos com valores mais elevados de $E_p/(P - \Delta S)$, nos quais o armazenamento anual do solo fornece um suprimento complementar para a E anual. Este resultado sugere que o armazenamento de água desempenha um papel significativo na manutenção da evaporação, especialmente durante os anos com índices de aridez superiores a 1.

Figura 6. 11. Índice de evaporação sazonal [I.E. = $E/(P - \Delta S)$] versus índice de aridez sazonal [I.A. = $E_p/(P - \Delta S)$] para a BHRJ no período de 1980-2013. Para o cálculo de E utilizou-se a equação de Schreiber (A), Pike em (B) e Budyko em (C). As linhas contínuas representam os limites estabelecidos pelo modelo de Turc-Pike.



Fonte: Do Autor

Conclusões

Ao longo das últimas quatro décadas houveram alterações acentuadas na cobertura vegetal na área da BHRI materializadas, principalmente, pela conversão da floresta em pasto. Aquilo que representava uma tendência, na última década revela-se como um fato: o remanescente de cobertura florestal é de apenas 48,91%, por sua vez a cobertura formada por pasto é de 50,47%.

A capacidade de armazenamento de água no solo decresce continuamente atingindo 8,1% na última década. O comportamento da evapotranspiração está diretamente ligado a conversão da floresta em pasto. Na estação seca é maior do que na estação chuvosa, e a radiação líquida superficial e a temperatura são os principais controladores da evapotranspiração na BHRI. A somatória do escoamento superficial e subterrâneo, medido como vazão em seu exutório, apresenta uma tendência crescente nos últimos 40 anos. Contudo, o aumento de vazão não significa mais água disponível na bacia.

O comportamento das componentes do balanço hídrico - Precipitação (P), Evapotranspiração Potencial (E_o), Evapotranspiração Real (E) e variação no armazenamento de água no solo (ΔS) - foram avaliadas segundo o modelo de Budyko (1958, 1974) nas escalas de longo período (anual) e sazonal (mensal). Os resultados mostram uma tendência aproximadamente linear cujos pontos ultrapassam o "limite de água" (ie, $E_o/P > 1$) e excedem o "limite de energia", representando anos secos com valores mais elevados de $E_p/(P - \Delta S)$, nos quais o armazenamento anual do solo fornece um suprimento complementar para a E anual. Embora a BHRI não seja enquadrada numa situação de baixa disponibilidade hídrica, suas características pedológicas e de capacidade de armazenamento indicam tendência crescente nas taxas de escoamento ($CN > 72$) e baixa capacidade de armazenar água.

Os valores de E_o e E apresentaram uma tendência ascendente ao longo das décadas. O mesmo ocorreu com os valores de precipitação, sendo que na década de 1990-1999 sofreu uma redução possivelmente associado aos dois eventos de La Niña forte e El Niño muito forte nesse período (1988-1989 e 1997-1998), respectivamente, que é caracterizado por índices pluviométricos abaixo do normal sobre grande parte da região.

Referências

- ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D AND SMITH M. 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. Irrig and Drain Pap, 56. U N Food and Agric Organ, Rome.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; GERD SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorologische Zeitschrift, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.
- ARORA, V. K. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. J. Hydrol. 265 (1–4), p. 164–177, 2002.
- BALVANSKI, A. & TIWARI, H. L. 2014. A Comprehensive Review of Runoff Estimation by Curve Number Method. Vol. 3, ISSUE 11, Pp. 17480-17485, November, 2014.

- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences-Bulletin*, v.24, p. 43 – 69, 1979.
- BOSCH, J. M., AND J. D. HEWLETT. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration, *J. Hydrol.*, 55, 3–23, 1982.
- BRASIL. Conselho Nacional de Recursos Hídricos. Secretaria Recursos Hídricos. Resolução Nº 32, de 15 de outubro de 2003. Disponível em <http://www.cnrh.gov.br>. Acesso: 02/jullho/2016.
- BUDYKO, M. I., *The Heat Balance of the Earth's Surface*, translated from Russian by N. A. Stepanova, 259 pp., U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C., 1958.
- BUDYKO, M. I., *Climate and Life*, 508 pp., Academic, San Diego, Calif., 1974.
- CALDER, I. R., *Water-resource and land-use issues*, SWIM Pap. 3, Int. Water Manage. Inst., Colombo, Sri Lanka, 1998.
- CHEN X, ALIMOHAMMADI N, WANG D. Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resources Research*, Vol. 49, 1–12, doi:10.1002/wrcr.20493, 2013.
- CHOUDHURY, B. J. Evaluation of an equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *J. Hydrol.* 216, 99–110, 1999.
- COSTA MH, BIAJOLI MC, SANCHES L, MALHADO ACM, ROCHA HR, AGUIAR RG. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179, 2010.
- DONOHUE, R. J.; RODERICK, M. L.; MCVICAR, T. R. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences* v. 11, p. 983–995, 2007.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. *Crop water requirements*. Rome: FAO. (Irrigation and drainage paper, 24), 1977.
- DOOGE, J. C. I., Sensitivity of runoff to climate change: A Hortonian approach, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 73, 2013–2024, 1992.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, v. 6, p. 1296–1311, 1970.
- ESRI. *Shapefile Technical Description*. Environmental Systems Research Institute. United States of America, p. 5, 1998.
- FERREIRA JUNIOR P, SOUSA AM, VITORINO MI, SOUZA EB DE AND SOUZA PJOP DE. 2013. Estimate of evapotranspiration in the eastern Amazon using SEBAL. *Rev Cienc Agrar* 56: 33-39.
- FU, B. P. On the calculation of the evaporation from land surface. *Sci. Atmos. Sin.* 5, 23–31 (in Chinese), 1981.
- GAO, G.; FU, B.; WANG, S.; LIANGC, W.; JIANG, X. Determining the hydrological responses to climate variability and land use/cover change in the Loess Plateau with the Budyko framework. *Science of the Total Environment*, v. 557–558, p. 331–342, 2016.
- GASH, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria (Eds.), *Amazonian Rainforest and Climate*, 576 pp., John Wiley, New York, 1994.

- GENTINE, P., P. D'ODORICO, B. R. Lintner, G. Sivandran, and G. Salvucci (2012), Interdependence of climate, soil, and vegetation as constrained by the Budyko curve, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L19404, doi:10.1029/2012GL053492.
- GOLUBEV, V. S.; LAWRIMORE, J. H.; GROISMAN, P. Y.; SPERANSKAYA, N. A.; ZHURAVIN, S. A.; MENNE, M. J.; PETERSON, T. C.; MALONE, R. W. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophysical Research Letters*, v.28, p.2665–2668, 2001.
- HARMAN, C.; TROCH, P. What makes Darwinian hydrology “Darwinian”? Asking a different kind of question about landscapes. *Hydrology and Earth System Sciences* v. 18, p. 417–433, 2014.
- HOBBS, M.T.; RAMÍREZ, J.A.; BROWN, T.C. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous US: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letters*, v.31, L13503, 2004.
- HORTON, R. E., Rainfall interception, *Mon. Weather Rev.*, 47, 603–623, 1919.
- HUO, Z.; DAI, X.; FENG, S.; KANG, S.; HUANG, G. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. *Journal of Hydrology*, v. 492, p. 24–34, 2013.
- INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). *Normas Climatológicas*. 155p, 1992.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F.; GARCIA, S. R.; CALHEIROS, A. J. P. 2016. El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos. Nov 2016. *Revista Brasileira de Meteorologia*. pp. 7-12.
- KHANNA J, MEDVIGY D, FUEGLISTALER S, WALKO R. Regional dry-season climate changes due to three decades of Amazonian deforestation. *Nature Climate Change*, Advance Online Publication. Published Online: 20 February 2017. DOI: 10.1038/NCLIMATE3226.
- LIU, Q.; YANG, Z. Quantitative estimation of the impact of climate change on actual evapotranspiration in the Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*, v. 395, p. 226 - 234, 2010.
- McPHADEN MJ. 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science* 283: 950-954.
- McNAUGHTON, K. G., AND P. G. JARVIS, Predicting the effects of vegetation changes on transpiration and evaporation, in *Water Deficits and Plant Growth*, vol. VII, edited by T. T. Kozowski, pp. 1–47, Academic, San Diego, Calif., 1983.
- MISHRA, S.K., SINGH, V.P., 2003. *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, ISBN 1-4020-1132-6.
- MILLY, P. C. D., Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Resour. Res.*, 30, 2143–2156, 1994.
- MORAES, B. C. DE; COSTA, J. M. N. DA; COSTA, A. C. L. DA; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*, v. 35, n.2, p. 2005: 207 – 214, 2005.
- PENMAN, H. L. 1963. *Vegetation and hydrology*. Technical Communication 53. Harpenden: Commonwealth Bureau of Soils. 124pp.
- PEREIRA, H. C. 1989. *Policy and practice in the management of tropical watersheds*. Boulder, Colorado, USA: Westview Press.

- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA. G. C. Evapo(transpi)ração. Piracicaba: Fealq, 1997.
- PIKE, J. G., The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate, *J. Hydrol.*, 2, 116–123, 1964.
- PINHEIRO, M. C.; CENTENO, J. R.; CASTILHO, A. S.; RESENDE, M. F.; ROMAN, V.; VIANNA, A. P. P.; MARRA, A. J. L. B. Indicadores geomorfológicos e climáticos para avaliação de disponibilidade hídrica na região Amazônica. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2007.
- RODERICK M. L.; FARQUHAR, G.D. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. *International Journal of Climatology*, v.24, p.1077–1090, 2004.
- RODERICK, M. L.; FARQUHAR, G. D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water Resources Research*. 47, W00G07. <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009826>, 2011.
- RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on the Amazon Basin Wet-Season Climate. *Journal of Climate*, v.21, p.1153-1170. 2008.
- RICKEY, J. E.; NOBRE, C. A.; DESER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, v.246, p.101-103. 1989.
- ROWNTREE, P. R., Review of general circulation models as a basis for predicting the effects of vegetation changes on climate, in *Forests, Climate and Hydrology: Regional Impacts*, edited by E. R. C. Reynolds and F. B. Thompson, pp. 162–192, Kefford, Singapore, 1988.
- SARTORI, A.M.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A.M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. Parte 1: Classificação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 10, n. 4, p.05-18, out/dez, 2005.
- SCHREIBER, P., Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa, *Z. Meteorol.*, 21(10), 441–452, 1904.
- SCS - US Soil Conservation Service, *National Engineering Handbook Section 4 - Hydrology*, Washington DC, 1986.
- SILVA JÚNIOR, R. O.; QUEIROZ, J. C. B; FERREIRA, D. B. S; SOUZA FILHO, P. W. M.; GUIMARÃES; J. T. F.; ROCHA, E. J. P. 2017(a). Estimativa de precipitações e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) – Amazônia Oriental – Brasil. *Revista Brasileira de Geografia (RBGF)*, Vol. 10, nº 5.
- SILVA JÚNIOR, R. O.; SOUZA, E. B.; LIMA TAVARES, A. L.; AROUDO MOTA, J. A.; FERREIRA, D. B. S.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ROCHA, E. P. 2017(b). Three decades of reference evapotranspiration estimate for a watershed in the eastern amazon. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (ABC)*, *In press*.
- SOMMER R, SA TDDA, VIELHAUER K, ARAUJO ACD, FOLSTER H AND VLEK PLG. 2002. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. *Agric Forest Meteorol* 112: 103-121.
- SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*, v.81, p.177-191. 2005.
- SOUZA-FILHO, P. W. M.; SOUZA, E. B.; SILVA JÚNIOR; R. O.; NASCIMENTO JÚNIOR; W. R.; MENDONÇA; B. R. V.; GUIMARÃES, J. T. F.; DALL'AGNOL, R.;

- SIQUEIRA, J. O. 2016. Four decades of land-cover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. *Journal of Environmental Management*, v. 167, p. 175-184, 2016.
- SETZER, J.; PORTO, R. L. L. Tentativa de avaliação do escoamento superficial de acordo com o solo e seu recobrimento vegetal nas condições do Estado de São Paulo. *Boletim Técnico DAEE, São Paulo, SP*, v. 2, n. 2, p. 81 – 103, Maio/Ago. 1979.
- TASSI, R.; ALLASIA, D. G.; MELLER, A.; MIRANDA, T. C.; HOLZ, J.; SILVEIRA, A. L. L. Determinação do Parâmetro CN para Sub-bacias Urbanas do Arroio Dilúvio – Porto Alegre/RS. In: *Simpósio de Recursos Hídricos do Sul-Sudeste, Curitiba*. 2006. Disponível em: <<http://www.rhama.net/download/artigos/artigo46.pdf>> Acesso em: 22 de abril de 2014.
- TYAGI, J. V.; MISHRA, S. K.; SINGH, R.; SINGH, V. P. SCS-CN based time-distributed sediment yield model. *Journal of Hydrology*, 352, 388– 403, 2008.
- TROCH, P. A., G. CARRILLO, M. SIVAPALAN, T. WAGENER., K. SAWICZ (2013), Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: signatures of catchment co-evolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2209–2217.
- TURNER, K. M., Annual evapotranspiration of native vegetation in a Mediterranean-type climate, *Water Resour. Bull.*, 27, 1–6, 1991.
- Van DER VELDE, Y.; VERCAUTEREN, N.; JARAMILLO, F. Exploring hydroclimatic change disparity via the Budyko framework. *Hydrological Processes*, v.28, p. 4110–4118, 2014.
- WANG, D. (2012), Evaluating interannual water storage changes at watersheds in Illinois based on long-term soil moisture and groundwater level data, *Water Resour. Res.*, 48,W03502, doi:10.1029/2011WR010759.
- WANG, C.; WANG, S.; FU, B. Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review. *Progress in Physical Geography*, v. 40, n. 3, p. 409-430, 2016.
- WANG, D.; TANG, Y. A. one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in Darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters*, v. 41, p. 4569–4577, 2014.
- WANG, D., & L. WU (2013), Similarity of climate control on base flow and perennial stream density in the Budyko framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 315–332.
- WICHT, C. L., Diurnal fluctuation in Jonkershoek streams due to evaporation and transpiration, *J. S. Afr. For. Assoc.*, 7, 34–49, 1941.
- WU, C.; HU, B. X.; HUANG, G. ZHANG, H. 2017. Effects of climate and terrestrial storage on temporal variability of actual evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 549 (2017) 388–403.
- XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2015.
- XUE, Y., Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 1483–1515, 1997.
- YANG, H.; QI, J.; XU, X.; YANG, D.; LV, H. The regional variation in climate elasticity and climate contribution to runoff across China. *Journal of Hydrology*. v. 517, p. 607–616, 2014.

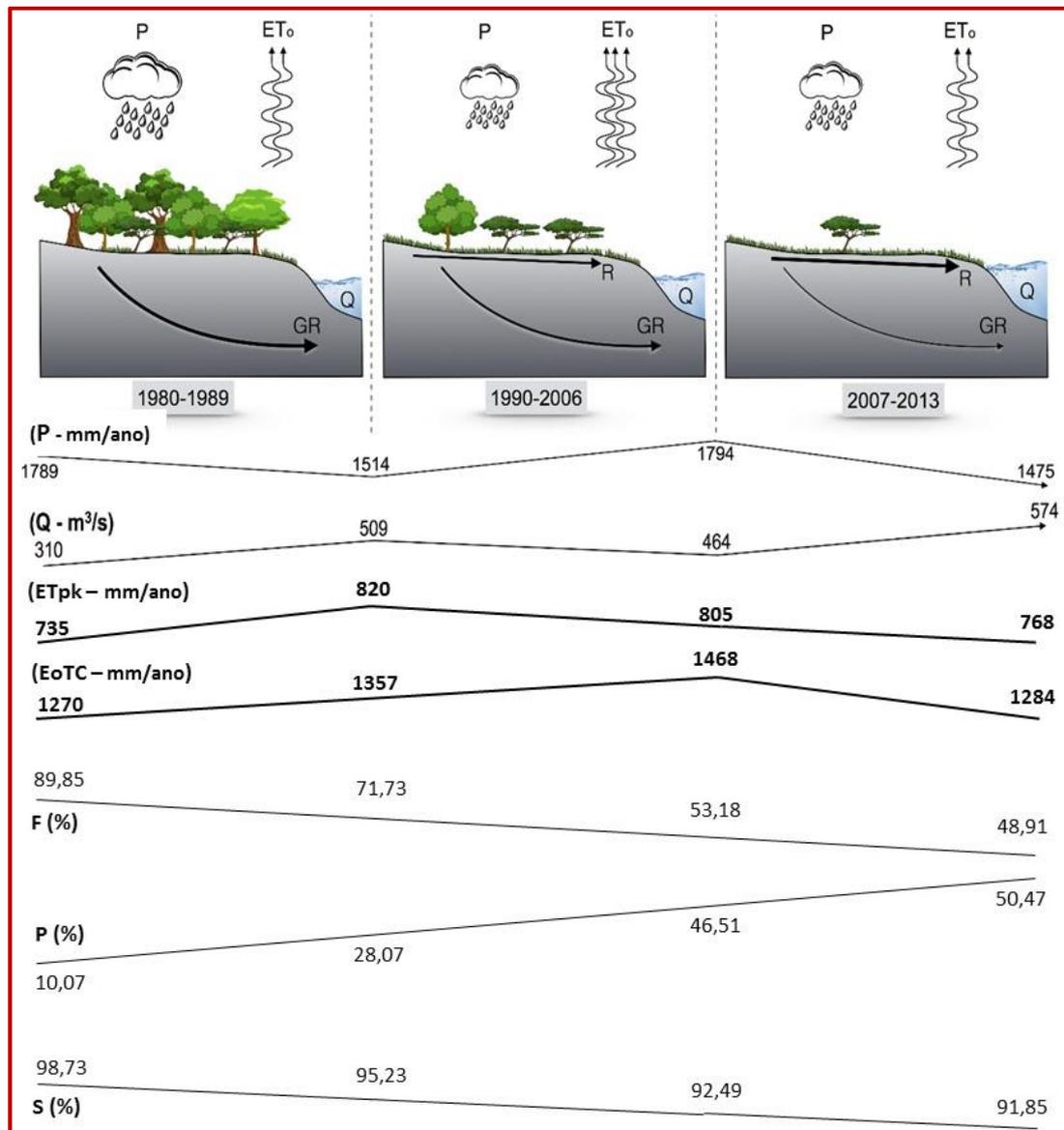
- YANG, H. B., YANG, D. W., LEI, Z. D., SUN, F. B. New analytical derivation of the mean annual water–energy balance equation. *Water Resour. Res.* 44, W034103, 2008.
- ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, v. 37, n. 3, p. 701–708, 2001.
- ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance, Tech. Rep. 99/12, Coop. Res. Cent. for Catch. Hydrol., Canberra, ACT, 1999.
- ZHANG, L., HICKEL, K., DAWES, W. R., CHIEW, F. H. S., WESTERN, A. W., BRIGGS, P. R. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resour. Res.* 40, W02502, 2004.
- ZHOU, G. Y., WEI, X. H., CHEN, X. Z., ZHOU, P., LIU, X. D., XIAO, Y., SUN, G., SCOTT, D. F., ZHOU, S. D., HAN, L. S., SU, Y. X. Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. *Nat. Commun.* 6, 5918. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms6918>, 2015.

7 DISCUSSÃO INTEGRADA

Esta pesquisa teve como objetivo principal avaliar de que forma as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal influenciaram o comportamento hidrológico da BHRI nos últimos 34 anos (1980-2013). Na Figura 7.1, apresenta-se de forma esquemática o comportamento das principais componentes do balanço hídrico para a bacia em face do acentuado processo de conversão da floresta nativa em pastagem.

Figura 7. 1. Representação esquemática da resposta hidrológica às mudanças no uso do solo e cobertura vegetal na BHRI nos últimos 34 anos.

Legenda: P (mm/ano) – Precipitação; ET_o (mm/ano) – Evapotranspiração potencial; ET_{pk} (mm/ano) – Evapotranspiração real, pelo método de Pike; GR – Escoamento subsuperficial; R – Escoamento superficial; Q (m^3/s) – Somatória entre GR + R medido como Vazão; F (%) – Floresta; P (%) – Pasto; S (%) – Armazenamento de água no solo.



Fonte: Do Autor

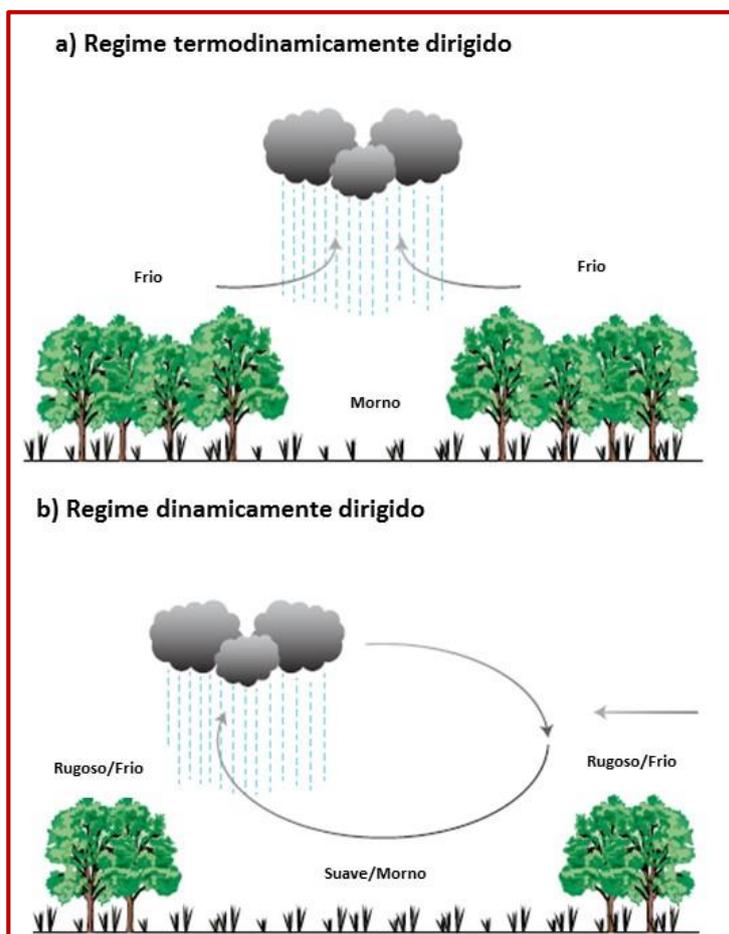
A hipóte adotada nesta pesquisa nos diz que as mudanças no uso do solo e cobertura vegetal influenciaram o comportamento dos parâmetros hidrológicos da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas. Como tal, uma hipótese nos permite questionar o “como?”, “quando?” e “o quanto?” tais mudanças influenciaram o comportamento hidrológico da BHRI. A análise da Figura 7.1, mostra que “**como**” resultado do acentuado processo de conversão da floresta em pasto, ocorre a redução na capacidade de armazenamento de água no solo, elevação da evapotranspiração e aumento nas vazões médias anuais, especialmente entre 1994-2004, “**quando**” é mais acentuada a conversão. Nesse contexto, o comportamento dos acumulados médios anuais de precipitação entre a primeira e a segunda década decrescem cerca de 15,3 %, voltam a crescer, porém, no último período analisado diminuem ainda mais, algo em torno de 17,7 % representam o “**quanto**” tais parcelas são influenciadas pelas mudanças no uso do solo e cobertura vegetal. No período mais recente (2007-2013), os números mostram que as principais parcelas do balanço hídrico da BHRI (P e ET_o) apresentam valores menores, ao contrário da vazão (Q) que ao longo de todo o período tende a crescer.

Costa *et al.* (2010), demonstraram que a evapotranspiração na Amazônia durante a estação seca é maior do que na estação úmida e que existem diferentes fatores que controlam a sazonalidade da evapotranspiração em regiões tropicais. O forte ciclo sazonal da ET Amazônica gerado pelos modelos é uma consequência do estresse da umidade do solo conforme Costa e Foley (1997, 2000). Vários estudos mostram que o balanço de radiação da superfície é principalmente responsável pela ET (FERREIRA JUNIOR *et al.*, 2013). Na estação seca, a ET é mais influenciada pela quantidade de umidade armazenada no solo durante a estação chuvosa anterior do que pelos eventos pluviométricos durante a estação seca. Além disso, durante a estação seca, a umidade do solo disponível para absorção por raízes pode ser suficiente para manter a taxa ET igual ou maior do que aquela durante a estação chuvosa (SHUTTLEWORTH, 1988; NEPSTAD *et al.*, 1994; MALHI *et al.*, 2002; SOMMER *et al.*, 2002; SOUZA FILHO *et al.*, 2005; NEGRÓN-JUÁREZ *et al.*, 2007 e VON RANDOW *et al.*, 2011). Essas conclusões sugerem que, na estação seca, a transpiração é a principal fonte de ET regional, que estaria vinculada à floresta primária.

Simulações recentes de modelos do hidroclima de Rondônia (KHANNA *et al.*, 2017) demonstraram que as variações horizontais na rugosidade superficial entre a pastagem aerodinamicamente lisa e as florestas acidentadas podem representar uma redistribuição espacial da precipitação não explicada apenas pelos processos térmicos. Os resultados indicam uma transição do regime convectivo térmico para um dominado dinamicamente e associado a escalas crescentes de desmatamento (Figura 7.2). A influência direta dessa

transição é uma umidificação substancial dos setores a favor do vento das áreas desmatadas e um ressecamento semelhante dos setores a favor do vento. Isto contrasta com um regime convectivo dominado termicamente, que resultou na maior parte da nebulosidade não precipitante e, portanto, pode ser consequente para a adaptação do ecossistema, nas regiões desmatadas a favor do vento. Esse comportamento geral, talvez, possa explicar a manutenção das taxas elevadas de ET na BHRI, especialmente entre 1990-2006.

Figura 7.2. Transição no regime convectivo dominante com escalas crescentes de desmatamento. a). No período inicial, a convecção sobre a região desmatada é aumentada apenas pelo gatilho térmico. b). No período atual, as variações horizontais da rugosidade superficial resultam em uma supressão da convecção no setor contra o vento e no aumento da convecção no setor a favor do vento.



Fonte: Adaptado de Khanna *et al.* (2017).

Tais resultados destacam o fato de que o abastecimento de água disponível não se limita apenas à precipitação, mas as mudanças de armazenamento também desempenham um papel significativo na manutenção da evaporação, especialmente durante anos com índices de aridez superiores a 1.

8 CONCLUSÕES

Na BHRI, a capacidade de armazenamento de água no solo tem decrescido continuamente atingindo 8,1% na última década (2013), cujo comportamento está diretamente ligado a conversão da floresta em pasto. A evapotranspiração é maior na estação seca do que na estação chuvosa, e têm na radiação líquida superficial e a temperatura como seus principais controladores. A somatória do escoamento superficial e subterrâneo, medido como vazão em seu exutório, apresenta uma tendência crescente nos últimos 40 anos. Contudo, o aumento de vazão não significa mais água disponível na bacia. Os valores médios de precipitação sofrem uma redução cujo comportamento muito provavelmente esteja associado aos eventos de La Niña forte e El Niño muito forte nesse período (1988-1989 e 1997-1998), respectivamente, que é caracterizado por índices pluviométricos abaixo do normal sobre grande parte da região.

Os resultados indicam que a sazonalidade exerce papel preponderante quanto ao armazenamento de água no solo, o qual representa um suprimento complementar para a evapotranspiração anual. A principal descoberta desta pesquisa indica que o armazenamento de água no solo durante os períodos úmidos funcione como o principal indutor e mantenedor da evapotranspiração durante o período seco. Embora tenha sido constatada uma tendência a elevação das vazões médias anuais, conclui-se que a capacidade de reter água na BHRI está seriamente comprometida.

A aplicação de diferentes metodologias, especialmente no desenvolvimento dos artigos aceitos para publicação (capítulos 4 e 5), nos permitiu concluir também que:

- i. Os resultados obtidos para a precipitação são compatíveis com o comportamento sazonal definido para a região, cuja correlação entre dados observados e interpolados pelo CPC demonstram que estes representam bem a variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI.
- ii. Os dados das estações meteorológicas terrestres mostram uma tendência de incremento na precipitação de leste para oeste, cujo comportamento pode estar associado a manutenção da densa cobertura florestal que compõe o mosaico de Unidades de Conservação (UC's), combinado às altitudes elevadas (600-800 m) da Serra de Carajás.

- iii. O comportamento entre as vazões observadas e calculadas apresentou resultados consistentes com o comportamento sazonal das curvas de vazão dentro do ano hidrológico.
- iv. O comportamento sazonal das vazões nos permite associá-lo diretamente à variabilidade espaço-temporal da precipitação na BHRI, porém com um certo atraso.
- v. A Evapotranspiração de Referência (ET_o), ou evapotranspiração potencial máxima, para a BHRI pode ser estimada de forma confiável a partir da utilização de métodos baseados na radiação solar (R_s) e temperatura média do ar (T_{média}).
- vi. Os métodos de Turc (TC), Penman-Monteith (PM-FAO 56) e Priestley-Taylor (PT) satisfazem esses requisitos, porém, os métodos TC e PM mostram os melhores ajustes.
- vii. A variabilidade temporal e espacial do ET_o mostra uma forte sazonalidade, aumentando durante a estação seca e diminuindo durante a estação chuvosa.
- viii. As análises estatísticas indicam que não há correlação entre os períodos de seca e chuva, e o teste dos parâmetros físicos, como a temperatura média, a radiação solar e a umidade relativa do ar, explicam as variações do ET_o.
- ix. Ao considerar as trocas de energia na interface solo-vegetação-atmosfera, nossos resultados, em particular os modelos com rendimento superior baseados em radiação, demonstram que a temperatura e a radiação são os principais propulsores do processo de evapotranspiração na região. A umidade e a velocidade do vento têm um impacto menor.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA L. S.; RAES, D.; SMITH M. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. *Irrig and Drain Pap*, 56. U N Food and Agric Organ, Rome, 1998.
- ALMEIDA, H. G.; MARINHO, P. A. C.; MARTINS, R. C. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB):* Marabá/Folha SB.22-X-D, Estado do Pará, Maranhão e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. 92 p.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; GERD SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, v. 291, p. 1-27, 2004.
- BALVANSHI, A.; TIWARI, H. L. A Comprehensive Review of Runoff Estimation by Curve Number Method. *International Journal of Innovative Research in Science, Engineering and Technology*, v. 3, ISSUE 11, p. 17480-17485, 2014.
- BARBER, C.P.; COCHRANE, M.A.; SOUZA JR, C.M.; LAURANCE, W.F. Roads, deforestation, and the mitigating effect of protected areas in the Amazon. *Biological Conservation* v. 177, p. 203-209, 2014.
- BEVEN, K. Infiltration, soil moisture, and unsaturated flow. In: BOWLES, D.S.; O'CONNELL, P.E. (Ed.). *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. Dordrecht, Klumer: Academic Publishers, 1991. Cap. 7, p. 137-151. (Series C: Mathematical and Physical Sciences, 345).
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences-Bulletin*, v.24, p. 43-69, 1979.
- BOSCH, JM; HEWLETT JD. A review of cathment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J Hydrol*, v. 55, p. 3–23, 1982.
- BRASIL. Conselho Nacional de Recursos Hídricos. Secretaria de Recursos Hídricos. Resolução Nº 32, de 15 de outubro de 2003. Disponível em: <<http://www.cnrh.gov.br>>. Acesso em: 02 jul. 2016.
- BRUIJNZEEL, L.A. *Hydrology of Moist Forests and the Effects of Conversion: A State of Knowledge Review*. Amsterdam: Free University, 1990. p. 224.
- _____. Predicting the hydrological impacts of tropical forest conversion: The need for integrated research. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C A.; ROBERTS, J M; VICTORIA, R L. (Ed.). *Amazonian Deforestation and Climate*. Chichester: John Wiley & Co., 1996. Cap. 2.
- BUDYKO, M. I. *Climate and life*. San Diego, Calif.: Academic, 1974. 508 p.
- _____. *The Heat balance of the Earth's surface*. Translated from Russian by N. A. Stepanova. Washington, D. C.: U.S. Dep. of Commer., 1958. 259 p.

CALDER, I. R. Water-resource and land-use issues, SWIM Pap. 3, Int. Water Manage. Inst., Colombo, Sri Lanka, 1998.

CARAM, R. O. *Mudanças no uso e cobertura do solo e resposta hidrológica da bacia do rio Piracicaba*. 2010. 140 p. Tese (Doutorado) - Escola Superior Agrícola “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, 2010.

CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS - CNRH. Resolução Nº. 32, de 15 de outubro de 2003. Institui a Divisão Hidrográfica Nacional. *Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil*, Brasília, DF, 17 dez. 2003.

COSTA, M.H.; BIAJOLI, M.C.; SANCHES, L.; MALHADO, A.C.M.; ROCHA, H.R.; AGUIAR, R.G. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *Journal of Geophysical Research*, v. 115, G04021, 2010. doi:10.1029/2009JG001179.

COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Amazonia. *J. Hydrol* v. 283, p. 206–217, 2003.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia, *J. Clim.*, v. 13, p. 18-34, 2000.

_____. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance, *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 23973-23989, 1997.

CUNHA, L. K. da. *Sistemas avançados de previsão hidrológica e operação hidráulica em tempo real*. 2004. 239f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) - Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, 2004.

DELGADO, J.; LLORENS, P.; NORD, G.; CALDER, IR.; GALLART, F. Modelling the hydrological response of a Mediterranean medium-sized headwater basin subject to land cover change: the Cardener River basin (NE Spain). *J Hydrol.*, v. 383, p. –34, 2010.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, v. 6, p. 1296-1311, 1970.

EMBRAPA. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006.

GALLART, F.; DELGADO, J.; BEATSON, SJV.; POSNER, H.; LLORENS, P.; MARCÉ, R. Analysing the effect of global change on the historical trends of water resources in the headwaters of the Llobregat and Ter river basins (Catalonia, Spain). *Phys Chem Earth*, v. 36, p. 655–61, 2011.

GODAR, J.; GARDNER, T.A.; TIZADO, E.J.; PACHECO, P. Actorspecific contributions to the deforestation slowdown in the Brazilian Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 111, p. 15591-15596, 2014.

GOLUBEV, V. S.; LAWRIK, J. H.; GROISMAN, P. Y.; SPERANSKAYA, N. A.; ZHURAVIN, S. A.; MENNE, M. J.; PETERSON, T. C.; MALONE, R. W. Evaporation

changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophysical Research Letters*, v.28, p.2665-2668, 2001.

HOBBS, M.T.; RAMÍREZ, J.A.; BROWN, T.C. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous US: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letters*, v.31, L13503, 2004.

HORTON, R. E. Rainfall interception, *Mon. Weather Rev.*, v. 47, p. 603-623, 1919.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. *Normas climatológicas*. [S.l.], 1992. 155p.

IROUMÉ, A.; PALACIOS, H. Afforestation and changes in forest composition affect runoff in large river basins with pluvial regime and Mediterranean climate, Chile. *J Hydrol.*, v. 505, p. 113–25, 2013.

LAURANCE, W.F.; GOOSEM, M.; LAURANCE, S.G.W. Impacts of roads and linear clearings on tropical forests. *Trends in Ecology & Evolution*, v. 24, 659-669, 2009.

LEOPOLDO, P.R.; FRANKEN, W.K.; VILLA NOVA, N.A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropicalrain forest in central Amazônia as estimated by the water balance method. *Forest Ecology and Management*, v. 73, p. 185–195, 1995.

LIMA, A. M. M.; ROCHA, E. J. P.; MENEZES, J. F. G.; CARDOSO, L. K. S.; MATSUNAGA, W. K.; COSTA, J. L. O. *Estudos hidrológicos aplicados a bacia do rio Tocantins: relatório interno*. Belém: Universidade Federal do Pará (Laboratório de Estudos e Modelagem Hidroambientais/Instituto de Geociências) e Instituto Tecnológico Vale (ITV), 2014. 31 p.

LOMBARDI NETO, F.; BELLINAZZI JÚNIOR, R.; GALETI, P. A.; BERTOLINI, D.; LEPSCH, I. F.; OLIVEIRA, J.B. Nova abordagem para cálculo de espaçamento entre terraços. In: SIMPÓSIO SOBRE TERRACEAMENTO AGRÍCOLA, 1988, Campinas. *Anais...* Campinas: Fundação Cargill, 1989. p. 99-124.

MAIDMENT, D.R. GIS and hydrologic modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T. (Ed.). *Environmental modeling with GIS*. New York: University Press, 1993. Cap. 14, p. 147-167.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, v. 107, p. LBA 45-1–LBA 45-17, 2002.

Mc CULLOCH, J.S.G.; ROBINSON, M. History of forest hydrology. *J. Hydrology*, v. 150, p. 189-216, 1993.

MORAES, B. C.; COSTA, J. M. N.; COSTA, A. C. L.; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*, v. 35, n. 2, p. 207 – 214, 2005.

NASCIMENTO, W. M.; VILAÇA, M. G. *Bacia hidrográfica: planejamento e gerenciamento*. Três Lagoas: [s.n.], 2008. 20p.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; M. G. HODNETT; R. FU, M. L. GOULDEN, AND C. VON RANDOW. Control of dry season evapotranspiration over the Amazonian forest as inferred from observations at a southern Amazon forest site, *J. Clim.*, v. 20, p. 2827-2839, 2007. doi:10.1175/JCLI4184.1.

NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C. R. de; DAVIDSON, E. A.; JIPP, P. H.; LEFEBVRE, P. A.; NEGREIROS, G. H.; SILVA, E. D. da; STONE, T. A.; TRUMBORE, S. E. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures, *Nature*, v. 372, n. 6507, p. 666-669, 1994.

ORTIZ, J. L.; FREITAS, M. C. Análise da transformação do uso da terra, vegetação e impactos ambientais por meio do sensoriamento remoto e geoprocessamento. *Geociências*, São Paulo, v. 24, n. 1, p. 77-89, 2005.

PENMAN, H. L. *Vegetation and hydrology*. Harpenden: Commonwealth Bureau of Soils, 1963. 124p. (Technical Communication, 53).

PEREIRA, H. C. *Policy and practice in the management of tropical watersheds*. Boulder, Colorado: Westview Press, 1989.

PINHEIRO, M. C.; CENTENO, J. R.; CASTILHO, A. S.; RESENDE, M. F.; ROMAN, V.; VIANNA, A. P. P.; MARRA, A. J. L. B. Indicadores geomorfológicos e climáticos para avaliação de disponibilidade hídrica na região Amazônica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17., 2007, São Paulo. *Anais...* São Paulo: ABRH, 2007.

RENNÓ, C.D.; SOARES, J. V. *Modelos hidrológicos para gestão ambiental*. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/geopro/modelagem/relatorio_modelos_hidrologicos.pdf>. Acesso em: 5 mar. 2015.

RODERICK M. L.; FARQUHAR, G. D. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. *International Journal of Climatology*, v. 24, p. 1077-1090, 2004.

SALMORAL, G.; WILLAARTS, B. A.; TROCH, P. A.; GARRIDO, A. Drivers influencing streamflow changes in the Upper Turia basin, Spain. *Science of the Total Environment*, v. 503-504, p. 258-268, 2015.

SARTORI, A. M.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A. M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. Parte 1: Classificação. RBRH - *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 10, n. 4, p.05-18, out/dez, 2005.

SETZER, J.; PORTO, R. L. L. Tentativa de avaliação do escoamento superficial de acordo com o solo e seu recobrimento vegetal nas condições do Estado de São Paulo. *Boletim Técnico DAAE*, São Paulo, SP, v. 2, n. 2, p. 81-103, Maio/Ago, 1979.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings of the Royal Society of London Series B, Biological Sciences*, v. 233, n. 1272, p. 321-346, 1988.

SILVA JÚNIOR, R. O.; QUEIROZ, J. C. B; FERREIRA, D. B. S; TAVARES, A. L.; SOUZA FILHO, P. W. M.; GUIMARÃES; J. T. F.; ROCHA, E. J. P. Estimativa de

precipitações e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) – Amazônia Oriental – Brasil. *Revista Brasileira de Geografia (RBGF)*, v. 10, n. 5, 2017a.

SOIL CONSERVATION SERVICE - SCS. *National Engineering Handbook: Section 4, Hydrology*. 1973.

_____. *National engineering handbook: Section 4, Hydrology*. 1986.

SOMMER, R.; SA, T. D. D. A.; VIELHAUER, K.; ARAUJO, A. C.; FOLSTER, H.; VLEK P. L. G. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. *Agric Forest Meteorol*, v. 112, p. 103-121, 2002.

SOUZA FILHO, J.D.C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast Amazonian tropical rainforest (in Portuguese with English abstract). *Acta Amazonica*, v. 35, n. 2, p. 223-229, 2005.

SOUZA FILHO, P.W.M.; NASCIMENTO JR., W.R.; MENDONÇA, B. R. V.; SILVA JR., R. O.; CARDOSO, G. F.; GUIMARÃES, J. T. F.; SAHOO, P. K.; OTI, D.; DALL'AGNOL, R. Four decades of land-cover and land-use changes from Landsat eyes and object-based image analysis in the Carajás Mineral Province, Itacaiúnas River watershed, Amazon. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT, 36., 2015, Berlin, Germany. *Proceedings...* Berlin: The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 2015. v. XL-7/W3, p. 11-15.

SOUZA FILHO, P.W.M.; SOUZA, E. B.; SILVA JÚNIOR, R.; NASCIMENTO JÚNIOR, W. R.; MENDONÇA, B. R. V.; GUIMARÃES, J. T. F.; DALL'AGNOL, R.; SIQUEIRA, J. O. Four decades of land-cover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. *J Environ Manage*, v. 167, p.175-184, 2016.

TASSI, R.; ALLASIA, D. G.; MELLER, A.; MIRANDA, T. C.; HOLZ, J.; SILVEIRA, A. L. L. Determinação do Parâmetro CN para Sub-bacias Urbanas do Arroio Dilúvio – Porto Alegre/RS. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL-SUDESTE, 2006, Curitiba. Disponível em: <<http://www.rhama.net/download/artigos/artigo46.pdf>>. Acesso em: 22 abr. 2014.

TUCCI, C.E.M. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 1998.

_____. _____. 2.ed. Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 2005. 678p.

TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Impacto das mudanças de cobertura vegetal no escoamento: Revisão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 2, n. 1, p.135-152, 1997.

TURNER, K.M. Annual evapotranspiration of native vegetation in a Mediterranean-type climate, *Water Resour. Bull.*, v. 27, p. 1-6, 1991.

VAN DER VELDE, Y.; VERCAUTEREN, N.; JARAMILLO, F. Exploring hydroclimatic change disparity via the Budyko framework. *Hydrological Processes*, v.28, p. 4110-4118, 2014.

VERTESSY, R.A.; HATTON, T.J.; O'SHAUGHNESSY, P.J.; JAYASURIYA, M.D.A. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrology*, v. 150, p. 665-700, 1993.

VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C.; HUTJES, R. W. A.; TOMASELLA, J.; KRUIJT, B. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. *Theor Appl Climatol*, v. 109, p. 1-16, 2011.

VÖRÖSMARTY, S. J.; MOORE, B.; GRACE, A.; PETERSON, B. J. RSTETTER, R. B.; MELILLO, J. Distributed parameter models to analyse the impact of human disturbance of surface hydrology of a large tropical drainage basin in southern Africa, In: VAN DE VEN, F. H. M.; GUTNECHT, D.; LOUCKS, D. P.; SALEWICS, K. A. (Ed.). *Hydrology for water management of large river basins*. [S.l. : s.n.], 1991. (IAHS Publ. 201).

WANG, C.; WANG, S.; FU, B. Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review. *Progress in Physical Geography*, v. 40, n. 3, p. 409-430, 2016.

WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. *J. Hydrology*, v. 145, p. 217-230, 1993.

WICHT, C. L. Diurnal fluctuation in Jonkershoek streams due to evaporation and transpiration, *J. S. Afr. For. Assoc.*, v. 7, p. 34-49, 1941.

WOHL, E.; BARROS, A.; BRUNSELL, N.; CHAPPELL, N. A.; COE, M.; GIAMBELLUCA, T.; GOLDSMITH, S; HARMON, R.; HENDRICKX, J. M. H.; JUVIK, J.; MCDONNELL, J.; OGDEN, F. The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, v. 2, p. 655-662, 2012.

ZAKIA, M.J.B. *Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de matas nativas*. 1998. (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1998.