



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

Victor Hugo Rabelo Coelho

**ESTIMATIVA DA RECARGA SUBTERRÂNEA EM BACIA
HIDROGRÁFICA DO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO A
PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E
SISTEMAS DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS**

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro

Coorientador: Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida

Tese de Doutorado

Recife – PE

2016

VICTOR HUGO RABELO COELHO

**ESTIMATIVA DA RECARGA SUBTERRÂNEA EM BACIA
HIDROGRÁFICA DO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO A
PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E
SISTEMAS DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS**

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor.

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro

Coorientador: Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida

Tese de Doutorado

Recife – PE

2016

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

- C672e Coelho, Victor Hugo Rabelo.
Estimativa da recarga subterrânea em bacia hidrográfica do semiárido pernambucano a partir de técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas / Victor Hugo Rabelo Coelho. - Recife, 2016.
223 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro.
Coorientador: Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida.
- Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2016.
Inclui Referências e Apêndices.
1. Engenharia Civil. 2. TRMM. 3. SCS-CN. 4. SEBAL. 5. SIG. 6. Balanço hídrico. 7. WTF. I. Montenegro, Suzana Maria Gico Lima. (Orientadora). II. Almeida, Cristiano das Neves. (Coorientador). Título.

UFPE

624 CDD (22. ed.)

BCTG/2016-74



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa de Tese de Doutorado

**ESTIMATIVA DA RECARGA SUBTERRÂNEA EM BACIA HIDROGRÁFICA
DO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO A PARTIR DE TÉCNICAS DE
SENSORIAMENTO REMOTO E SISTEMAS DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS**

defendida por

Victor Hugo Rabelo Coelho

considera o candidato APROVADO

Recife, 3 de fevereiro de 2016

Orientadores:

Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro – UFPE
(orientadora)

Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida – UFPB
(orientador)

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro – UFPE
(orientadora)

Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz – UFPB
(examinador externo)

Prof. Dr. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro – UFRPE
(examinador externo)

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva – UFPE
(examinador interno)

Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto – UFPE
(examinador interno)

Aos meus pais, às minhas irmãs e à minha esposa,
sempre presentes em todos os momentos da minha
vida, enchendo-os de alegria. E àquelas pessoas
que fazem parte da minha vida.

Dedico!

AGRADECIMENTOS

Os ensinamentos, companheirismo e transmissão de alegria foram essenciais para que esta tese de doutorado fosse concretizada. Por isso, tenho certeza que parte da recompensa deve ser atribuída àquelas pessoas que trocaram experiências acadêmicas e conviveram comigo ao longo destes quatro anos. Aproveito, portanto, esta página, para prestar meus sinceros agradecimentos:

Ao meu bom Deus, pelo dom da vida e criação de oportunidades para alcançar os meus objetivos, sempre traçados ao lado de pessoas especiais.

À minha esposa Kátia Coelho, pelo incentivo, companheirismo, paciência e cumplicidade na busca de dias mais felizes para as nossas vidas. Amo-te!

Aos meus pais, José Hugo Coelho e Roseane Coelho, pelos conselhos para sempre seguir o caminho do bem e dos estudos.

Às minhas irmãs, Vivianna Coelho e Vanessa Coelho, pelo carinho e presença em todos os momentos da minha vida.

Aos demais familiares (tios, primos e avós), pelo constante apoio em todos os momentos da minha vida, especialmente aos meus tios Zé Ruy e Zé Marcos (*in memoriam*), que sempre acreditaram no meu potencial.

À profa. Dra. Suzana Montenegro, pela oportunidade de fazer parte do corpo discente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil (PPGEC) da UFPE, como minha orientadora e transmissora de ideias sobre os temas relacionados aos recursos hídricos.

Ao prof. Dr. Cristiano Almeida, pela amizade, orientação e incentivo desde o mestrado no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental (PPGECAM) da UFPB.

Aos profs. Dr. Bernardo Barbosa e Dra. Ledjane Oliveira, pela colaboração no exame de qualificação e disponibilidade na transmissão de conhecimentos sobre o SEBAL.

Aos professores do GRH (Grupo de Recursos Hídricos) e do PPGEC, pelo convívio acadêmico, especialmente a: Alfredo Ribeiro, Paulo Frassinete, Maria do Carmo, Jaime Cabral, Anderson Paiva, Roberto Azevedo e Ricardo Braga.

Ao prof. Dr. Abelardo Montenegro e demais integrantes do Laboratório de Água e Solo da UFRPE, pela concessão dos dados piezométricos do vale aluvial Nossa Senhora do Rosário.

Aos professores, alunos e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da *Universidad Nacional de Cuyo*, campus Mendoza, pelo recebimento e momentos de estudos no período sanduíche do doutorado.

Aos amigos e colegas do GRH, pela excelente convivência e troca de experiências durante os quatro anos na UFPE: Ana, José Guimarães, Larissa, Felipe, Eduardo, Rochele, Albert, José

Salgueiro, Dayana, Tássia, Tatiane, Andressa, Gracieli, Cléber, Artur, Dannel, Pedro, Edilson, Simone, Edneida, Cláudia, Tereza e Glawbber.

Ao amigo José Yure Santos, pelo apoio, companheirismo e troca de conhecimentos da graduação ao doutorado em Recife.

Aos amigos Gustavo Melo e Leila Araújo, pelos momentos de descontração durante o nosso intercâmbio acadêmico na Argentina.

À Beatriz Maggiora, minha *mamá* argentina, pelos conselhos e excelente acolhida em sua casa durante os três meses na cidade de Mendoza.

Às secretárias do Laboratório de Hidráulica, do PPGEC e da Fundação de Apoio ao Desenvolvimento da Universidade Federal de Pernambuco (FADE/UFPE), pela eficiência e disponibilização nos momentos de necessidade, em especial à Janaína, Walquíria (*in memoriam*), Andrea, Claudiana e Amanda.

Aos alunos e professores do Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental (LARHENA) da UFPB, pelo auxílio durante o processamento dos dados e troca de conhecimentos, em especial a Luís Romero, André Gadelha, Emerson Freitas, Gerald Souza, André Pires, Celso Guimarães e Nelson Caicedo.

Ao pessoal do Laboratório de Ensino, Pesquisa e Projetos em Análise Espacial (LEPPAN), pelas discussões acerca dos processamentos de imagens de satélites em ambiente SIG: Richarde Marques, Jorge Flávio, Alexandro Medeiros e Franklin Linhares.

À tia Elba, pelo acolhimento em Recife, conselhos e paciência comigo durante os quatro anos de convívio no seu lar.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da bolsa de estudos para o desenvolvimento desta pesquisa de doutorado.

À FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), pelo apoio financeiro aos seguintes projetos que deram suporte a esta tese: “Estudos hidrológicos e sedimentológicos em bacias experimentais e representativas do semiárido e Cerrado”; e *Brazil Managed Aquifer Recharge* (BRAMAR), que inclui uma bolsa de estudos para a continuidade das pesquisas.

À Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC), ao Instituto Agrônomo de Pernambuco (IPA) e à Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural de Alagoas (EMATER/Alagoas), pela disponibilização dos dados de precipitação.

À NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), ao USGS (*United States Geological Survey*) e ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), pela disponibilização das imagens de satélites.

A todos os brasileiros, verdadeiros financiadores das universidades públicas, nas quais tive a oportunidade de estudar.

RESUMO

As limitações de dados pontuais para a estimativa da recarga subterrânea em grandes áreas ainda é um grande desafio para uma boa gestão desse recurso hídrico, principalmente em regiões semiáridas. Por causa da escassez de dados observados, a abordagem desta pesquisa estabelece uma integração entre um conjunto de variáveis do balanço hídrico, obtidas a partir de imagens de satélites, para estimar a distribuição espacial da recarga das águas subterrâneas na bacia hidrográfica do rio Ipanema (BHRI), localizada no estado de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Os dados de sensoriamento remoto empregados incluem mapas mensais (2011-2012) de precipitação, escoamento superficial e evapotranspiração, utilizados como entradas para a aplicação do método do balanço hídrico (*pixel a pixel*) em um Sistema de Informação Geográfica (SIG). A precipitação utilizada foi derivada do satélite TRMM (3B43.v7) e seguiu o mesmo padrão médio mensal observado em 15 estações pluviométricas distribuídas pela área de estudo ($CC = 0,93$ e $REQM = 17,1$ mm), com estimativas médias anuais de 894,3 (2011) e 300,7 mm (2012). O escoamento superficial, adquirido pelo método SCS-CN a partir de informações dos solos da região e imagem do sensor TM, foi equivalente a 29% da precipitação registrada pelo TRMM durante os dois anos do estudo. Já a evapotranspiração real, obtida pela aplicação do SEBAL em imagens do sensor MODIS, apresentou valores médios anuais de 1.190 (2011) e 1.072 mm (2012). Os resultados do balanço hídrico mostraram que a recarga subterrânea na BHRI apresentou uma grande diferença interanual, caracterizada pelos regimes pluviométricos distintos, com médias de 28,1 (2011) e 4,9 (2012) mm ano⁻¹. Essas recargas foram concentradas principalmente entre os meses de janeiro a julho nas regiões compostas por sedimentos aluviais e outros solos de alta permeabilidade. As aproximações da recarga subterrânea por sensoriamento remoto foram comparadas ao método WTF (*Water Table Fluctuation*) em uma área específica de aluvião na BHRI. As estimativas realizadas pelas duas metodologias apresentaram boa concordância anual, com valores médios de 154,6 (WTF) e 120,9 (balanço hídrico) mm em 2011, que correspondem a 14,89 e 13,12% das precipitações registradas pelo pluviômetro e pelo TRMM, respectivamente. Para o ano de 2012, apenas a metodologia WTF registrou uma recarga muito baixa de 15,9 mm. Como os estudos referentes ao tema ainda são incipientes, os valores gerados nesta tese fornecem uma boa percepção do potencial do sensoriamento remoto para avaliar as taxas desse importante componente do balanço hídrico na BHRI.

Palavras-chave: TRMM. SCS-CN. SEBAL. SIG. Balanço hídrico. WTF.

ABSTRACT

The limitations of data points to estimate the groundwater recharge over large areas are still a challenge for a good management of water resource, especially in semi-arid regions. Due to the deficiency of observed data, the approach of this research establishes an integration of hydrological cycle variables obtained from satellite images to estimate the spatial distribution of groundwater recharge in the Ipanema basin river (BHRI), located in the Pernambuco state, northeastern of Brazil. The remote sensing data used, which include monthly maps (2011-2012) of rainfall, runoff and evapotranspiration were used as input to apply the water balance method (pixel by pixel) in a Geographic Information System (GIS). The rainfall used was derived from the TRMM satellite (3B43.v7) and has the same monthly average observed temporal distribution in 15 rain gauges distributed over the study area ($CC = 0.93$ and $RMSE = 17.1$ mm), with annual average estimates of 894.3 (2011) and 300.7 mm (2012). The runoff acquired by SCS-CN method from information soil of the region and TM sensor image was equivalent to 29% of the TRMM rainfall registered during the two years of the study. The actual evapotranspiration obtained by the SEBAL application in MODIS images presented annual average of 1,190 (2011) and 1,072 (2012) mm. The results of the water balance showed a large interannual difference in the BHRI groundwater recharge, characterized by different rainfall regimes with averages of 28.1 (2011) and 4.9 (2012) mm year⁻¹. These recharges were mainly concentrated between January to July in the regions with alluvial sediments and others high permeability soils. The groundwater recharge approach by remote sensing was compared to the WTF method (Water Table Fluctuation) in a specific area of alluvium in the BHRI. The estimates performed by the two methods showed good annual agreement, with mean values of 154.6 (WTF) and 120.9 (water balance) mm in 2011, corresponding to 14.89 and 13.12% of rainfall recorded at the rain gauge and TRMM, respectively. For the second year, just WTF method recorded a very low recharge of 15.9 mm. Studies related to the groundwater recharge involving remote sensing are incipient and the values generated in this thesis provide a good perception of the methodology to evaluate the rates of this important component of the water balance in the BHRI.

Keywords: TRMM. SCS-CN. SEBAL. GIS. Water balance. WTF.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da porção pernambucana da bacia hidrográfica do rio Ipanema, denominada UP7	24
Figura 2 – Precipitação média mensal (1961-1999 e 2002-2007) e evapotranspiração potencial mensal (2002 e 2007) na bacia hidrográfica do rio Ipanema (Fonte: Adaptado de Montenegro & Ragab, 2010).....	26
Figura 3 – Grandes compartimentos geomorfológicos presentes na UP7: BJ – Bacia do Jatobá; ESPB – Encosta Setentrional do planalto da Borborema; PCPB – Pediplano Central do Planalto da Borborema; e PBSF – Pediplano do Baixo São Francisco (Fonte: base de dados disponível em http://geobank.cprm.gov.br)	27
Figura 4 – Falhas geológicas e sedes dos municípios inseridos na UP7 (Fonte: base de dados disponível em http://geobank.cprm.gov.br).....	29
Figura 5 – Tipos de aquíferos	33
Figura 6 – Mecanismos de recarga para regiões semiáridas (Fonte: Lerner et al., 1990)	33
Figura 7 – Modelo esquemático do balanço hídrico.....	39
Figura 8 – Camadas dos mapas dos parâmetros do balanço hídrico utilizados para estimar a recarga subterrânea.....	40
Figura 9 – Fluxograma metodológico para obtenção dos mapas mensais de recarga subterrânea da bacia hidrográfica do rio Ipanema	40
Figura 10 – Variação hipotética demonstrando a diferença da altura entre o pico de elevação da curva observada e a curva de recessão extrapolada.....	42
Figura 11 – Piezômetros utilizados para estimar a recarga subterrânea pelo método WTF	43
Figura 12 – Representação do espectro eletromagnético	45
Figura 13 – Janelas de transmissão e absorção no espectro da irradiância solar (Fonte: Adaptado de Andrews, 2010).....	46
Figura 14 – Comportamento espectral da água, do solo e da vegetação (Fonte: Adaptado de Weng, 2010).....	47
Figura 15 – Porção da órbita do satélite TRMM (Fonte: Nasa)	50
Figura 16 – Pontos (A) e células (B) do TRMM utilizados para cobrir a área de estudo	57
Figura 17 – Grades do TRMM (A) discretizadas por geoestatística para a resolução espacial adotada (B)	59
Figura 18 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados.....	60
Figura 19 – <i>Pixel</i> selecionado do TRMM para aplicação da segunda abordagem de análise e os respectivos postos nele inseridos.....	62
Figura 20 – Diagramas de dispersão entre a precipitação mensal observada nas estações EP1 (A) a EP8 (H) e os dados do produto 3B43 do TRMM para os anos 2011 e 2012.....	64
Figura 21 - Diagramas de dispersão entre a precipitação mensal observada nas estações EP9 (A) a EP15 (G) e os dados do produto 3B43.v7 do TRMM para os anos 2011 e 2012	65
Figura 22 – Eventos de subestimativas e superestimativas do TRMM observados em cada estação pluviométrica e as respectivas precipitações acumuladas, registradas pelos pluviômetros e pelo satélite.....	66
Figura 23 – Coeficientes de correlação entre os registros mensais de precipitação obtidos a partir do TRMM e os pluviômetros (2011-2012), com as respectivas elevações do terreno das estações.....	67

Figura 24 – Viés e REQM das 15 estações pluviométricas da BHRI no acumulado da série trabalhada, entre 2011 e 2012.....	69
Figura 25 – Determinação das áreas de influência dos postos pluviométricos da BHRI pelo método de Thiessen	70
Figura 26 – Série temporal (2011-2012) das precipitações médias mensais obtidas a partir do TRMM e das estações pluviométricas, interpoladas pelo IDW e espacializadas pelos polígonos de Thiessen, respectivamente	71
Figura 27 – Erro absoluto mensal médio do TRMM nos anos 2011 e 2012.....	72
Figura 28 – Diagrama de dispersão entre as médias dos dados de precipitação das estações pluviométricas e do TRMM, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada.....	73
Figura 29 – Precipitação mensal registrada em 2011 (A) e 2012(B) nos postos pluviométricos E4, EP6, EP7 e EP14	74
Figura 30 - Determinação das áreas de influência dos postos pluviométricos, pelo método de Thiessen, para a segunda abordagem de análise.....	75
Figura 31 - Série temporal (2011-2012) com os dados de precipitação do <i>pixel</i> selecionada para a segunda abordagem e a média das estações EP4, EP6, EP7 e EP14.....	76
Figura 32 – Erro absoluto do <i>pixel</i> do TRMM utilizado na segunda abordagem	76
Figura 33 – Diagrama de dispersão entre os dados de precipitação do <i>pixel</i> selecionada para a segunda abordagem e a média das estações EP4, EP6, EP7 e EP14, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada	77
Figura 34 - Diagrama de dispersão utilizado para a segunda abordagem (Figura 32), retirando-se os meses de setembro e outubro de 2012, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada	78
Figura 35 – Distribuição da precipitação na BHRI pelo TRMM 3B43.v7 nos anos 2011 (A) e 2012 (B).....	78
Figura 36 – Escoamento superficial Hortoniano produzido pelo excesso de precipitação em uma encosta (Fonte: Adaptado de Chow et al., 1994).....	79
Figura 37 – Fluxograma metodológico para a elaboração dos mapas mensais do escoamento superficial da bacia hidrográfica do rio Ipanema	91
Figura 38 – Sub-bacias geradas para a BHRI e altimetria da área	94
Figura 39 – Uso e ocupação da terra da BHRI, elaborado a partir de imagem do sensor TM com passagem no dia 29 de setembro de 2010	96
Figura 40 - Padrão das classes temáticas pastagem/agricultura (PA), caatinga (CA), solo exposto (SE) e água.....	96
Figura 41 – Distribuição espacial dos solos presentes na BHRI, a partir da base disponibilizada pela EMBRAPA (2000), sendo: AA = Argissolo Amarelo; AVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; C = Cambissolo; G = Gleissolo; L = Luvisso; LAd = Latossolo Amarelo Distrocoeso; NF = Neossolo Flúvico; NL = Neossolo Litólico; NR = Neossolo Regolítico; PL = Planossolo; e RQ = Neossolo Quartzarênico.....	98
Figura 42 – Áreas das classes de solos da BHRI, sendo: AA = Argissolo Amarelo; AVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; C = Cambissolo; G = Gleissolo; L = Luvisso; LAd = Latossolo Amarelo Distrocoeso; NF = Neossolo Flúvico; NL = Neossolo Litólico; NR = Neossolo Regolítico; PL = Planossolo; e RQ = Neossolo Quartzarênico	99
Figura 43 – Mapa com os grupos hidrológicos dos solos da BHRI	100
Figura 44 – Padrão dos grupos hidrológicos dos solos da BHRI	101
Figura 45 – Distribuição da CN para as condições de umidade antecedente I (A) e II (B)	103

Figura 46 – Valores da CN identificados para a CUA I e respectivos escoamentos produzidos de acordo com a precipitação	103
Figura 47 – Valores da CN identificados para a CUA II e respectivos escoamentos produzidos de acordo com a precipitação	104
Figura 48 – Distribuição do escoamento superficial na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B) ...	105
Figura 49 – Hidrograma do escoamento superficial mensal médio na BHRI	106
Figura 50 – Representação do balanço de radiação à superfície, esquematizado pelos ganhos e perdas do sistema (Adaptado de Allen et al., 2002)	109
Figura 51 – Representação do balanço de energia na superfície, esquematizada pelos ganhos (R_n) e perdas do sistema (H , L e G) (Adaptado de Allen et al., 2002).....	113
Figura 52 – Detalhamento dos <i>tiles</i> do sensor MODIS, com destaque para o h14_v9	119
Figura 53 – Recorte da imagem MOD09A1 (1R, 2G, 3B) do dia 30/09/2011 e estações meteorológicas utilizadas para o SEBAL	122
Figura 54 – Fluxograma de processamento do saldo de radiação à superfície (R_n) utilizando produtos MODIS	123
Figura 55 – Combinação das bandas 1R, 2G e 3B do produto MOD09A1 para a área de estudo (esquerda) e a banda 5 correspondente à mesma imagem (direita), desconsiderada pela presença de <i>stripes</i>	127
Figura 56 – Fluxograma de processamento para a obtenção do fluxo de calor sensível (H), utilizando-se a iteratividade.....	128
Figura 57 – Representação da transferência de calor aerodinâmico (Fonte: Adaptado de Morse et al., 2000)	129
Figura 58 – Conceito da diferença entre as temperaturas da superfície e do ar no SEBAL (Adaptado de Morse et al. (2000))	132
Figura 59 – Médias anuais do NDVI em 2011 (A) e 2012 (B), com a localização dos <i>pixels</i> âncoras frios (pretos) e quentes (amarelos) selecionados para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). 138	
Figura 60 – Variação sazonal do NDVI (A – F), temperatura de superfície (G – L) e albedo (M – R) na BHRI, referentes às imagens dos dias 30/03/2011 (A, G e M), 28/07/2011 (B, H e N), 24/10/2011 (C, I e O), 29/03/2012 (D, J e P), 04/08/2012 (E, K e Q) e 23/10/2012 (F, L e R)..	140
Figura 61 – Regressão linear entre a temperatura de superfície e o NDVI em recorte da imagem do dia 28/07/2011	141
Figura 62 – Variação sazonal do saldo de radiação diário (A – F), fluxo de calor no solo (G – L), fluxo de calor sensível (M – R) e fluxo de calor latente (S – X) na BHRI, referentes às imagens dos dias 30/03/2011 (A, G, M e S), 28/07/2011 (B, H, N e T), 24/10/2011 (C, I, O e U), 29/03/2012 (D, J, P e V), 04/08/2012 (E, K, Q e W) e 23/10/2012 (F, L, R e X).....	142
Figura 63 – Variação temporal das temperaturas de superfície e do NDVI nos <i>pixels</i> âncoras quentes e frios, selecionados nas imagens de 2011 para o cálculo do fluxo de calor sensível (H).....	144
Figura 64 – Variação temporal das temperaturas de superfície e do NDVI nos <i>pixels</i> âncoras quentes e frios, selecionados nas imagens de 2012 para o cálculo do fluxo de calor sensível (H).....	144
Figura 65 – Variação temporal da evapotranspiração de referência (ET_0) (mm dia^{-1}), calculada a partir dos dados registrados em 2011 na estação meteorológica do INMET em Arcoverde	146
Figura 66 – Variação temporal da evapotranspiração de referência (ET_0) (mm dia^{-1}), calculada a partir dos dados registrados em 2012 na estação meteorológica do INMET em Arcoverde	146

Figura 67 – Valores da evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL nos <i>pixels</i> próximos à estação meteorológica e os respectivos valores da ET_0 para os mesmos dias das imagens de 2011	147
Figura 68 – Desvios relativo e absoluto entre os valores da evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL e a evapotranspiração de referência estimada pelo método de <i>Penman-Monteith</i> , ambos para as imagens de 2011	148
Figura 69 – Valores da evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL nos <i>pixels</i> próximos à estação meteorológica e os respectivos valores da ET_0 para os mesmos dias das imagens de 2012	149
Figura 70 – Desvios relativos e absolutos entre os valores da evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL e a evapotranspiração de referência estimada pelo método de <i>Penman-Monteith</i> , ambos para as imagens de 2012	150
Figura 71 – Distribuição da evapotranspiração na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B)	151
Figura 72 – Distribuição da recarga subterrânea na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B)	154
Figura 73 – Variação do nível estático do primeiro conjunto de piezômetros (P1 a P7) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário.....	155
Figura 74 – Variação do nível estático do segundo conjunto de piezômetros (P8 a P14) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário.....	156
Figura 75 - Variação do nível estático do terceiro conjunto de piezômetros (P15 a P21) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário.....	157
Figura 76 – Variação do nível estático do quarto conjunto de piezômetros (P22 a P28) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário.....	157
Figura 77 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P3 para a estimativa da recarga subterrânea no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário pelo método WTF	158
Figura 78 – Regressão linear entre a taxa de recarga e a camada não saturada média de cada piezômetro	161
Figura 79 – Recarga subterrânea mensal obtida pelos métodos WTF e do balanço para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário	162
Figura 80 – Modelo desenvolvido para os cálculos do escoamento superficial pelo método SCS, com as capacidades de retenção de cada CN inseridas como condicional na última etapa do processamento	190
Figura 81 – Modelo desenvolvido para os cálculos das radiações de ondas curta e longa atmosférica, componentes utilizados no saldo de radiação do algoritmo SEBAL.....	190
Figura 82 – Modelo desenvolvido para o cálculo do saldo de radiação do algoritmo SEBAL, com a inserção das imagens das radiações de ondas curta e longa obtidas no modelo anterior	190
Figura 83 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor no solo do algoritmo SEBAL	191
Figura 84 – Modelo desenvolvido para o cálculo da resistência aerodinâmica inicial, utilizada para a obtenção do fluxo de calor sensível do algoritmo SEBAL.....	191
Figura 85 – Modelo desenvolvido para o cálculo da densidade do ar úmido, variável necessária para a obtenção do fluxo de calor sensível do algoritmo SEBAL.....	191
Figura 86 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor sensível e comprimento de <i>Monin-Obukhov</i> iniciais antes do processo iterativo, como valores iniciais de A e B da planilha de iteração.....	192

Figura 87 – Modelo desenvolvido para as correções da resistência aerodinâmica e da velocidade de fricção, a partir das formulações de Paulson (1970) e Webb (1970) para as correções de estabilidade da atmosfera.....	192
Figura 88 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor sensível e comprimento de <i>Monin-Obukhov</i> finais, após o processo iterativo com valores finais de A e B da planilha de iteração.....	192
Figura 89 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor latente, saldo de radiação diário e evapotranspiração diária pelo algoritmo SEBAL	193
Figura 90 – Modelo desenvolvido para o cálculo da evapotranspiração mensal a partir das imagens diárias de evapotranspiração geradas pelo SEBAL e a evapotranspiração de referência obtida por <i>Penman-Monteith</i>	193
Figura 91 – Modelo desenvolvido para o cálculo do balanço hídrico e geração dos mapas mensais de recarga subterrânea	193
Figura 92 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre janeiro (A) e junho (F) de 2011	195
Figura 93 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre julho (A) e dezembro (F) de 2011	196
Figura 94 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre janeiro (A) e junho (F) de 2012	197
Figura 95 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre julho (A) e dezembro (F) de 2012	198
Figura 96 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre janeiro (A) e junho (F) de 2011	199
Figura 97 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre julho (A) e dezembro (F) de 2011	200
Figura 98 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre janeiro (A) e junho (F) de 2012	201
Figura 99 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre julho (A) e dezembro (F) de 2012	202
Figura 100 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre janeiro (A) e junho (F) de 2011	203
Figura 101 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre julho (A) e dezembro (F) de 2011	204
Figura 102 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre janeiro (A) e junho (F) de 2012	205
Figura 103 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre julho (A) e dezembro (F) de 2012	206
Figura 104 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre janeiro (A) e junho (F) de 2011	207
Figura 105 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre julho (A) e dezembro (F) de 2011	208
Figura 106 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre janeiro (A) e junho (F) de 2012	209
Figura 107 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre julho (A) e dezembro (F) de 2012.....	210
Figura 108 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P1	215

Figura 109 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P2	215
Figura 110 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P4	215
Figura 111 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P5	216
Figura 112 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P6	216
Figura 113 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P7	216
Figura 114 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P8	217
Figura 115 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P9	217
Figura 116 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P10	217
Figura 117 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P11	218
Figura 118 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P12	218
Figura 119 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P13	218
Figura 120 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P14	219
Figura 121 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P15	219
Figura 122 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P16	219
Figura 123 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P17	220
Figura 124 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P18	220
Figura 125 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P19	220
Figura 126 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P20	221
Figura 127 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P21	221
Figura 128 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P22	221
Figura 129 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P23	222
Figura 130 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P24	222
Figura 131 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P25	222
Figura 132 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P26	223
Figura 133 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P27	223
Figura 134 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P28	223

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Comparação entre as performances do TRMM e dos pluviômetros na estimativa anual da precipitação na BHRI entre 2011 e 2012	68
Tabela 2 – Áreas das sub-bacias e os respectivos pluviômetros que exercem influência pelos polígonos de <i>Thiessen</i>	95
Tabela 3 – Número de meses definidos por sub-bacia para cada condição de umidade antecedente	102
Tabela 4 – Coeficientes de ponderação baseado na radiação solar na superfície.....	127
Tabela 5 – Valores médios e máximos mensais da recarga subterrânea na BHRI em 2011 e 2012	153
Tabela 6 – Recarga direta por piezômetro do vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, obtida pelo método WTF.....	159
Tabela 7 – Variação anual do armazenamento subterrâneo (mm) por piezômetro do vale aluvial Nossa Senhora do Rosário.....	161
Tabela 8 – Recargas médias anuais para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, pelos métodos WTF e do balanço hídrico por imagens satélites.....	164
Tabela 9 – Medidas mensais das profundidades dos níveis estáticos dos piezômetros em 2011.....	212
Tabela 10 – Medidas mensais das profundidades dos níveis estáticos dos piezômetros em 2012	213

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Especificações técnicas do sensor MODIS	49
Quadro 2 – Grades de produtos TRMM Nível 3 (Fonte: Adaptado de http://mirador.gsfc.nasa.gov)	51
Quadro 3 – Parâmetros orbitais do satélite Landsat 5 (Fonte: Adaptado de NOVO, 2010)	52
Quadro 4 – Principais características e aplicações do sensor TM (Fonte: Adaptado de NOVO, 2010).....	53
Quadro 5 – Informações dos postos pluviométricos utilizados.....	60
Quadro 6 – Grupos hidrológicos definidos para o SCS-CN (USDA, 1986)	83
Quadro 7 – Grupos hidrológicos e respectivas classes texturas estabelecidas por Brakensiek e Rawls (1983)	84
Quadro 8 – Classificação dos grupos hidrológicos para os solos brasileiros, proposta por Sartori (2010)	85
Quadro 9 – Valores da CN disponíveis no USDA (2004) para bacias hidrográficas rurais com condição de escoamento II e abstração inicial 0,2.....	87
Quadro 10 – Descrição das classes de uso e cobertura da terra, criadas para a bacia hidrográfica em estudo.....	92
Quadro 11 – Tipos de solos da BHRI usados pela EMBRAPA nas classificações realizadas em 1981 e 2006	97
Quadro 12 – Descrição, resoluções e fator de correção das camadas utilizadas do produto MOD09A1	119
Quadro 13 – Descrição, resoluções e fator de correção de algumas camadas do produto MOD11A2	120
Quadro 14 – Produtos de 2011 utilizados, com as respectivas datas e horários das passagens dos satélites	120
Quadro 15 – Produtos de 2012 utilizados, com as respectivas datas e horários das passagens dos satélites	121

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1:INTRODUÇÃO	20
1.1 HIPÓTESES	21
1.2 OBJETIVO PRINCIPAL	22
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	22
1.4 ESTRUTURA DA TESE	22
CAPÍTULO 2: ÁREA DE ESTUDO	24
2.1 LOCALIZAÇÃO.....	24
2.2 HIDROGRAFIA.....	25
2.3 CLIMA E VEGETAÇÃO	25
2.4 SOLOS E GEOMORFOLOGIA	26
2.5 GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA.....	28
CAPÍTULO 3: RECARGA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	31
3.1 O CICLO HIDROLÓGICO.....	31
3.2 RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	32
3.3 RECARGA SUBTERRÂNEA POR SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL	36
3.3.1 Procedimentos metodológicos utilizados	38
3.4 VALIDAÇÃO DA RECARGA SUBTERRÂNEA.....	41
3.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	44
CAPÍTULO 4: PRINCÍPIOS DO SENSORIAMENTO REMOTO E SISTEMAS SENSORES UTILIZADOS	45
4.1 PRINCÍPIOS FÍSICOS	45
4.2 O PROGRAMA EOS (<i>EARTH OBSERVING SYSTEM</i>)	48
4.2.1 O sensor MODIS.....	48
4.2.2 O satélite TRMM	50
4.3 O PROGRAMA LANDSAT	51
4.4 A MISSÃO SRTM (<i>SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION</i>).....	53
CAPÍTULO 5: ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO	55
5.1 FONTE DE DADOS UTILIZADOS DO SATÉLITE TRMM.....	57
5.2 VERIFICAÇÃO DE DESEMPENHO E QUALIDADE DO TRMM	59
5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	63
5.3.1 Comparação entre os valores mensais do TRMM e estações pluviométricas.....	63
5.3.2 Precipitação média para a BHRI	70
5.3.3 Comparação baseada em grade	73
CAPÍTULO 6: ESTIMATIVA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL	79

6.1 PRINCÍPIOS DO MÉTODO SCS-CN	80
6.1.1 Grupo hidrológico do solo.....	82
6.1.2 Condições de umidade antecedente	86
6.1.3 Cobertura e tratamento da terra	86
6.1.4 Determinação dos complexos e CN's	87
6.1.5 Utilização do SIG no cálculo do escoamento superficial.....	88
6.1.6 Procedimentos metodológicos adotados	90
6.2 RESULTADOS E DISCUSSÃO	94
6.2.1 Uso e ocupação da terra	95
6.2.2 Grupos hidrológicos dos solos	97
6.2.3 Curva número (CN)	101
6.2.4 Lâmina do escoamento superficial.....	104
CAPÍTULO 7: ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	107
7.1 O BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE	108
7.1.1 Radiação de onda curta.....	108
7.1.2 Radiação de onda longa	110
7.1.3 Saldo de radiação.....	111
7.2 O BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE	112
7.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE	113
7.3.1 Princípios do algoritmo SEBAL.....	114
7.3.2 Imagens orbitais e dados meteorológicos utilizados.....	118
7.3.3 Determinação da evapotranspiração segundo o SEBAL	122
7.3.3.1 Saldo de radiação instantâneo (R_n)	122
7.3.3.1.1 Radiação de onda curta incidente ($R_{OC,INC}$).....	123
7.3.3.1.2 Radiação de onda longa emitida pela atmosfera ($R_{OL,ATM}$).....	125
7.3.3.1.3 Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{OL,EMI}$).....	125
7.3.3.1.4 Emissividade (ϵ_0)	125
7.3.3.1.5 Albedo de superfície (α_{sup}).....	126
7.3.3.2 Fluxo de calor no solo (G)	127
7.3.3.3 Fluxo de calor sensível (H).....	128
7.3.3.3.1 Densidade do ar úmido (ρ_a).....	129
7.3.3.3.2 Resistência aerodinâmica (r_{ah})	129
7.3.3.3.3 Diferença entre $T_{sup,k}$ e $T_{ar,k}$ (ΔT).....	131
7.3.3.4 Fluxo de calor latente (LE)	134
7.3.3.5 Fração evaporativa (FE)	135

7.3.3.6 Saldo de radiação diário (R_{n24h}).....	135
7.3.3.6 Evapotranspiração real diária	136
7.3.3.7 Análises comparativas	136
7.3.3.8 Evapotranspiração real mensal	137
7.4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	138
7.4.1 Parâmetros biofísicos (NDVI, T_{sup} e Albedo)	138
7.4.2 Componentes do balanço de energia (R_n , G, H e LE)	141
7.4.3 Evapotranspiração	145
CAPÍTULO 8: RESULTADOS E DISCUSSÃO DA RECARGA SUBTERRÂNEA.....	152
8.1 MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO	152
8.2 MÉTODO <i>WATER TABLE FLUCTUATION</i>	155
8.2.1 Análises das variações dos níveis estáticos	155
8.2.2 Recarga direta.....	158
8.2.3 Variação do armazenamento subterrâneo	161
8.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS.....	162
CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	166
9.1 ASPECTOS GERAIS DA RECARGA SUBTERRÂNEA.....	166
9.2 VALIDAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO.....	167
9.3 DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL.....	167
9.4 REPRESENTAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DISTRIBUÍDA MENSAL.....	168
9.5 RECOMENDAÇÕES.....	169
REFERÊNCIAS	171
APÊNDICE A	189
APÊNDICE B.....	194
APÊNDICE C	211
APÊNDICE D	214

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A preocupação com o gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos é crescente em diversos países, principalmente naqueles que dependem dessa fonte hídrica para diversos fins, como a agricultura e os consumos humano e animal. No Nordeste do Brasil, por exemplo, as águas subterrâneas aluviais desempenham um papel fundamental no abastecimento de famílias, povoados e cidades nos períodos de estiagem. No entanto, o clima semiárido que abrange grande parte dessa região provoca déficits extremos de água, devido à baixa quantidade de chuva e elevada evapotranspiração. Esses déficits, por vezes, podem resultar em pequenas taxas de infiltração de água para recarregar os aquíferos.

Apesar da crescente preocupação mundial, as estatísticas nacionais relacionadas ao uso das águas subterrâneas são escassas, mesmo com várias publicações destacando a necessidade de uma gestão eficiente e sustentável desse recurso (TILAHUM & MERKEL, 2009; FONTES JÚNIOR et al., 2012). Tal gerenciamento é essencial para que a disponibilidade hídrica desses mananciais não seja afetada pela variabilidade sazonal dos níveis estáticos. Para tanto, necessita-se um conhecimento das propriedades hidráulicas dos aquíferos e um monitoramento constante das variáveis hidroclimatológicas.

A quantificação da taxa de recarga subsuperficial, base para outros modelos de fluxo e transporte subterrâneo, é uma componente chave na proteção dos recursos hídricos situados abaixo do nível do solo (HEALY & COOK, 2002). Devido à importância fundamental, nas últimas décadas, mais precisamente a partir da década de 1980, muitos hidrólogos vêm tentando estimar a recarga natural de aquíferos (SANFORD, 2002; VRIES & SIMMERS, 2002). Desde então, várias abordagens vêm sendo empregadas para atingir esse objetivo, principalmente as medidas clássicas que fornecem dados pontuais obtidos em estações meteorológicas e medições piezométricas.

Uma vez que nas regiões áridas e semiáridas a recarga subterrânea é relativamente pequena e potencialmente variável no tempo (ALLISON et al., 1994), faz-se necessária a utilização de uma densa rede de monitoramento com coleta de dados frequentes. Como nessas regiões a rede de dados observados quase sempre é limitada, os modelos hidrológicos não podem desempenhar um papel importante no apoio à decisão (KHALAF & DONOGHUE, 2012). Ademais, essas informações observadas representam muitas vezes as características locais, mas a variabilidade espacial em alguns lugares pode ser alta. Por isso, a conversão dos dados pontuais em informações regionais distribuídas tornou-se um dos principais desafios nas pesquisas hidrológicas (BRUNNER et al., 2007).

O sensoriamento remoto oferece a possibilidade de definir parâmetros regionais exigidos na modelagem das águas subterrâneas, como a precipitação (MASHINGIA et al., 2014), a evapotranspiração (RUHOFF et al., 2012) e o escoamento superficial (MAHMOUD, 2014), em princípio, a partir da tradução dos padrões de detecção remota em informações determinísticas distribuídas de entrada, fundamentados em uma base de dados célula a célula ou sob a forma de zonas, e tratados espacialmente de maneira sinérgica em SIG's (Sistemas de Informações Geográficas).

Como o monitoramento das informações pontuais das águas subterrâneas é limitado no Brasil, principalmente na região semiárida do Nordeste, o acesso aos dados de campo são escassos. Isso provoca um desconhecimento da renovação das águas retiradas, podendo dar causa a uma superexploração desse recurso em determinados períodos hidrológicos. Devido à escassez de dados observados e à necessidade de um conhecimento quantitativo sistemático dos recursos hídricos subsuperficiais, esta pesquisa estabelece uma integração entre dados de sensoriamento remoto e SIG para estimar a distribuição espacial da recarga das águas subterrâneas em uma bacia hidrográfica localizada na região semiárida do Nordeste do Brasil.

1.1 HIPÓTESES

As limitações de dados pontuais para a estimativa da recarga subterrânea em grandes áreas ainda é um grande desafio para uma boa gestão desse recurso hídrico, principalmente em regiões com clima semiárido, como no Nordeste do Brasil. Apesar dessas limitações de dados para estimar a recarga subterrânea, algumas metodologias já são capazes de estimar outras variáveis distribuídas do ciclo hidrológico para determinadas regiões, utilizando, para tanto, dados orbitais de sensores remotos e SIG's. Por causa dessas potencialidades, alguns questionamentos foram lançados para a obtenção dos dados distribuídos da recarga subterrânea na região semiárida do Nordeste do Brasil, a saber:

1. Os dados orbitais de sensoriamento remoto podem ajudar a fornecer estimativas razoáveis dos parâmetros do balanço hídrico (precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial) em escala regional para a região semiárida do Nordeste brasileiro.
2. Os parâmetros distribuídos do balanço hídrico, adquiridos a partir de dados de sensores orbitais, podem ser utilizados para estimar a recarga subterrânea na região semiárida do Nordeste do Brasil.

1.2 OBJETIVO PRINCIPAL

O objetivo principal desta pesquisa é utilizar um conjunto de dados de entrada de sensoriamento remoto (precipitação, escoamento superficial e evapotranspiração) para determinar e mapear a recarga subterrânea mensal da bacia hidrográfica do rio Ipanema (BHRI) nos anos 2011 e 2012, a partir da aplicação do método do balanço hídrico em ambiente SIG.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para alcançar o objetivo geral proposto nesta tese, fez-se necessário atingir os seguintes objetivos específicos:

1. Validar as estimativas de precipitação do TRMM para a região com dados pluviométricos observados;
2. Determinar o escoamento superficial mensal da bacia hidrográfica pelo método SCS-CN em ambiente SIG;
3. Estabelecer a evapotranspiração distribuída mensal a partir do algoritmo SEBAL e imagens MODIS;
4. Avaliar o desempenho do algoritmo SEBAL no cômputo da evapotranspiração real da região, através da comparação com a evapotranspiração de referência (*Penman-Monteith*) para balizamento;
5. Comparar os dados de recarga obtidos pelo método do balanço hídrico em ambiente SIG com os resultados pontuais adquiridos pelo método WTF (*Water Table Fluctuation*).

1.4 ESTRUTURA DA TESE

O capítulo 2 (*Área de Estudo*) apresenta a localização e as principais características fisiográficas da área de estudo, incluindo: o clima, a hidrografia, a vegetação, a geomorfologia, a geologia e a hidrogeologia.

O capítulo 3 (*Estimativa da recarga subterrânea*) faz uma revisão literária dos estudos relacionados à estimativa da recarga de subsuperfície e uma descrição da metodologia adotada nesta tese para alcançar o objetivo de quantificar e mapear a recarga mensal com dados provenientes de satélites. Descreve-se, ainda, a metodologia WTF utilizada para efeito de comparação.

O capítulo 4 realiza uma revisão literária sobre os princípios físicos e aplicações do sensoriamento remoto, com posterior descrição dos conjuntos de dados usados para estimar a recarga subterrânea.

O capítulo 5 (*Estimativa da precipitação*) expõe algumas aplicações já realizadas com os produtos TRMM, bem como a metodologia adotada nesta tese para utilizar e validar esses dados, conforme o primeiro objetivo específico desta tese. Posteriormente, são apresentados e discutidos os resultados da validação realizada a partir dos postos pluviométricos disponíveis na bacia hidrográfica.

O capítulo 6 (*Estimativa do escoamento superficial*) descreve os procedimentos metodológicos utilizados para alcançar o segundo objetivo específico proposto nesta pesquisa, baseando-se em referências que já aplicaram o método utilizado. Em seguida, os resultados são mostrados e discutidos.

O capítulo 7 (*Estimativa da evapotranspiração*) apresenta conceitos e estudos de casos relacionados à estimativa da evapotranspiração. Em seguida, são descritos os procedimentos utilizados para estimar os parâmetros regionais utilizados pelo algoritmo SEBAL. Por último, são mostrados e discutidos os resultados do SEBAL e a comparação com estimativas da evapotranspiração em escala local pelo método *Penman-Monteith*.

O capítulo 8 mostra os resultados e discussão da metodologia proposta no capítulo 3 para quantificar e mapear a taxa de recarga subterrânea na bacia hidrográfica do rio Ipanema a partir de produtos de sensoriamento remoto. Nesse capítulo, os valores obtidos da recarga subterrânea pelo método WTF também são comparados aos alcançados pela metodologia proposta no capítulo 3.

O capítulo 9 (*Conclusões e Recomendações*) apresenta as considerações finais acerca dos resultados obtidos com a pesquisa, evidenciando a importância da realização do trabalho e deixando algumas recomendações para estudos futuros. Por fim, foram listadas as referências, que serviram de aporte para a elaboração desta tese, e apresentados os apêndices.

CAPÍTULO 2

ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

Para a realização desta pesquisa, foi selecionada como área de estudo a bacia hidrográfica do rio Ipanema (BHRI), que está inserida em uma região do Nordeste brasileiro, denominada de Polígono das Secas, sujeita a prolongados períodos de estiagem e com intensa disputa pelo uso da água (KROL et al., 2006). A BHRI compõe uma das bacias hidrográficas mais importantes do país, a do rio São Francisco, responsável pela geração de energia hidroelétrica para importantes centros urbanos (CARDOSO et al., 2005) e pela transposição das águas do seu curso principal para o abastecimento de outros rios intermitentes menores da região Nordeste do Brasil.

Como partes integrantes da BHRI, encontram-se as bacias hidrográficas dos riachos Mimoso (representativa) e Jatobá (experimental), que foram instrumentalizadas e são monitoradas desde 2002 pela rede de hidrologia do semiárido, composta atualmente por oito universidades federais do Brasil (MONTENEGRO & RAGAB, 2010). Na BHRI, o rio principal nasce no estado de Pernambuco e atravessa o estado de Alagoas antes de desaguar na margem esquerda do rio São Francisco. No entanto, por se tratar de uma bacia hidrográfica interestadual, optou-se por trabalhar neste estudo apenas com a porção da BHRI inserida no estado pernambucano, devido à maior disponibilidade de dados oriundos da rede de monitoramento supracitada (Figura 1).

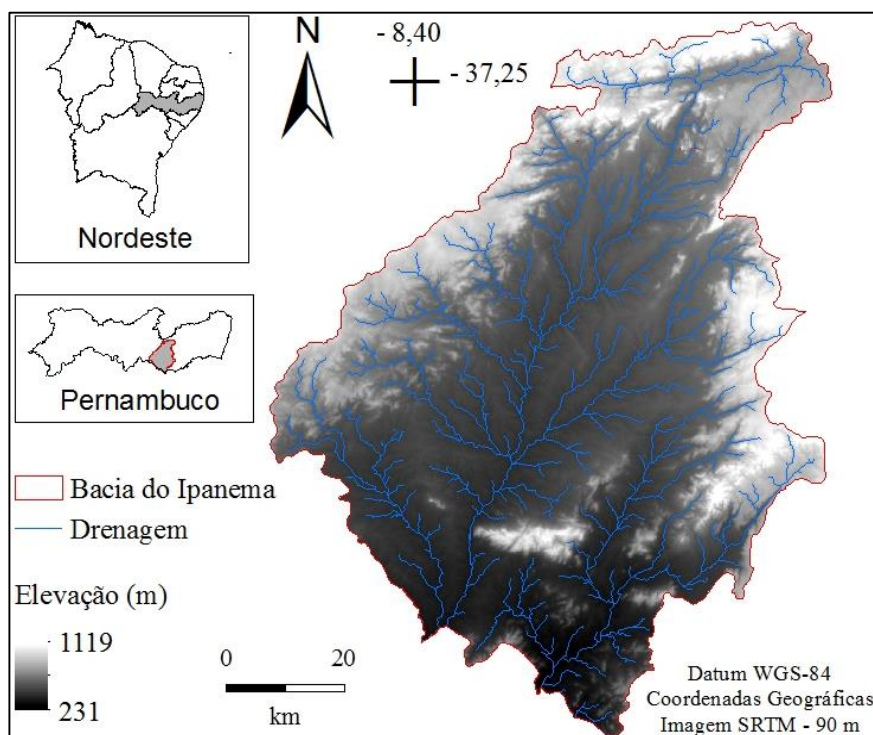


Figura 1 – Localização da porção pernambucana da bacia hidrográfica do rio Ipanema, denominada UP7

A parte selecionada da BHRI é uma das 13 mais importantes Unidades de Planejamento (UP) estabelecidas pelo PERH (Plano Estadual de Recursos Hídricos), que a denominou de UP7 (SECTMA, 1998). A UP7 possui uma área de drenagem de 6.217 km², localizada entre as coordenadas de 8°18' e 9°23' de latitude sul e 36°36' e 37°28'' de longitude oeste, como mostra a Figura 1. Inserida na região Agreste de Pernambuco, abrange 16 municípios, dentre os quais 10 possuem suas sedes fixadas na bacia hidrográfica, a saber: Águas Belas, Alagoinha, Buíque, Iatí, Itaíba, Pedra, Pesqueira, Saloá, Tupanatinga e Venturosa (Figura 4).

2.2 HIDROGRAFIA

A rede hidrográfica da UP7 é formada pelo rio principal Ipanema e seus afluentes. A nascente do rio Ipanema localiza-se no município de Pesqueira, mais especificamente nas encostas da serra Ororobó, a uma altitude aproximada de 1.000 m. Com aproximadamente 165 km de percurso na direção norte-sul, a porção pernambucana do rio Ipanema tem como principais afluentes pela margem direita: o riacho Mororó, o riacho Jucá, o riacho Mulungu, o riacho dos Pilões, o riacho do Mandacaru, o riacho Tapera e o riacho Pedra da Bola, que define o limite entre os estados de Pernambuco e Alagoas. Pela margem esquerda, destacam-se: o riacho dos Bois, o riacho da Luiza, o rio Cordeiro, o rio Cascatinha e o rio Quixaba, que tem sua confluência na parte alagoana do rio Ipanema.

2.3 CLIMA E VEGETAÇÃO

Apesar de estar inserida no Agreste de Pernambuco, região de transição entre áreas de clima úmido (Zona da Mata) e seco (Zona do Sertão), a UP7 recebe uma contribuição mais efetiva da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) que dos sistemas que atuam na Zona da Mata, devido à maior proximidade com a Zona do Sertão (EMBRAPA, 2000). Portanto, o período mais chuvoso na região está concentrado entre os meses de março a maio, com média anual um pouco inferior a 700 mm (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2006). A proximidade com a Zona do Sertão confere à região um clima semiárido muito quente, de acordo com a classificação estabelecida por Köppen, com temperaturas médias anuais superiores a 23 °C. A média anual da evapotranspiração potencial também é elevada, com índices que podem ser superiores a 1.600 mm. Com isso, tem-se um déficit hídrico na região durante a maior parte do ano. A Figura 2 mostra a distribuição da precipitação mensal média na região em duas séries temporais (1961-1999 e 2002-2007) e a evapotranspiração potencial mensal (2002-2007) calculada pelo método de *Penman-Monteith*.

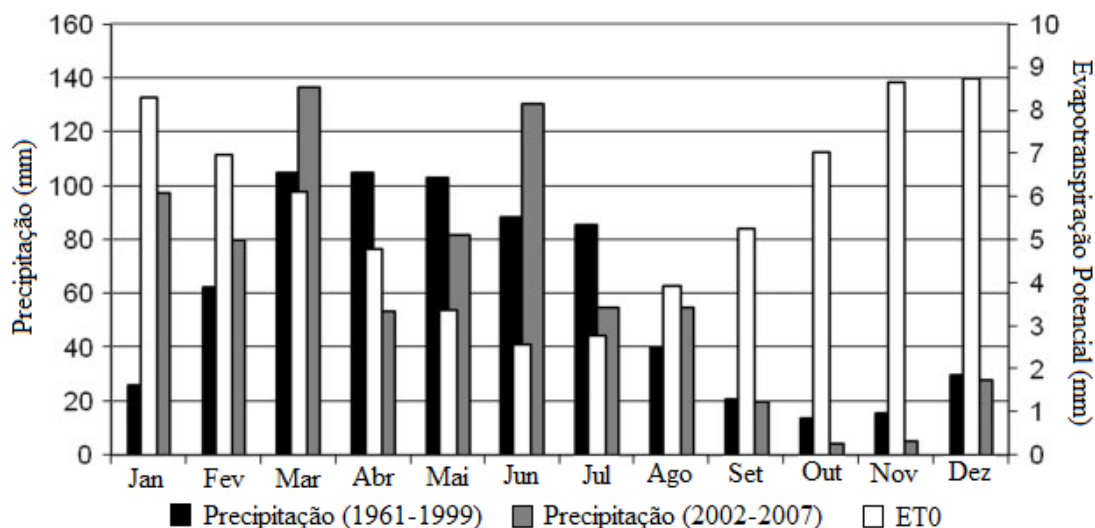


Figura 2 – Precipitação média mensal (1961-1999 e 2002-2007) e evapotranspiração potencial mensal (2002 e 2007) na bacia hidrográfica do rio Ipanema (Fonte: Adaptado de Montenegro & Ragab, 2010)

No quadro vegetal, destaca-se na região a Caatinga hipoxerófila, caracterizada por uma grande variação em seu regime foliar durante o ano. No entanto, grande parte da vegetação natural da bacia hidrográfica foi devastada como consequência das atividades exploratórias na região, como a pecuária extensiva, a agricultura familiar e a retirada de madeira para abastecer padarias, indústrias de calcário e até outras indústrias maiores. Até os brejos de altitude, presentes na região com vegetação de Caatinga mais densa, tiveram significativa parte da vegetação original substituída por gramíneas, principalmente pelo capim braquiária (EMBRAPA, 2000).

2.4 SOLOS E GEOMORFOLOGIA

Os solos predominantes na UP7 são pouco desenvolvidos, formando uma malha pouco profunda permeada por alguns afloramentos rochosos em relevos que variam do plano ao fortemente ondulado e montanhoso. Por essa variação de relevo, quatro grandes compartimentos geomorfológicos distinguem-se na região (Figura 3), são eles: o Pediplano Central do Planalto da Borborema (PCPB), o Pediplano do Baixo São Francisco (PBSF), a Encosta Setentrional do Planalto da Borborema (ESPB) e a Bacia Sedimentar do Jatobá (BJ).

O PCPB localiza-se na parte leste da bacia hidrográfica, com altitudes médias entre 500 e 600 m e presença de blocos serranos que podem superar os 800 metros. Predomina nessa região um modelado de superfícies aplainadas com ocorrência de formas de erosão diferencial (CORRÊA et al., 2010). No entanto, nas superfícies mais elevadas prevalece o relevo forte ondulado a montanhoso, apresentando vales em forma de “V” e fundos chatos com declividades de 20 a 50% (EMBRAPA, 2000).

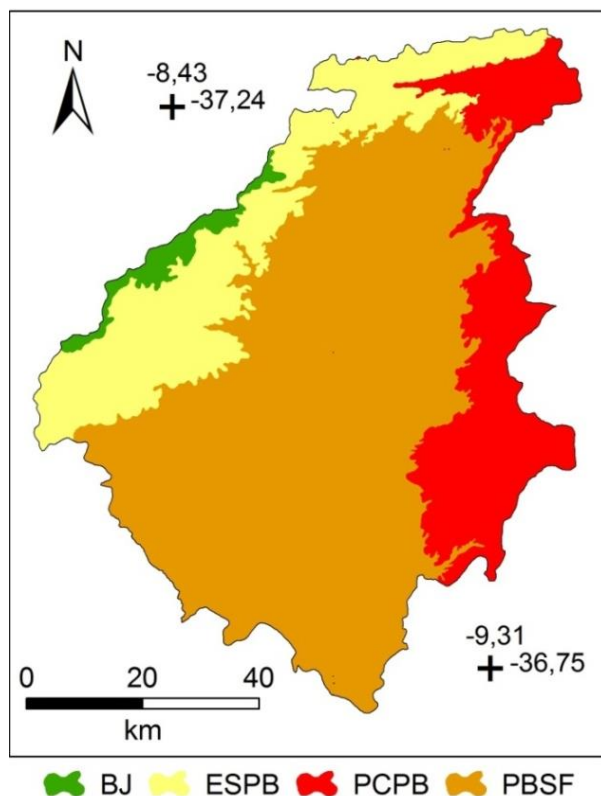


Figura 3 – Grandes compartimentos geomorfológicos presentes na UP7: BJ – Bacia do Jatobá; ESPB – Encosta Setentrional do planalto da Borborema; PCPB – Pediplano Central do Planalto da Borborema; e PBSF – Pediplano do Baixo São Francisco (Fonte: base de dados disponível em <http://geobank.cprm.gov.br>)

A ESPB situa-se em uma área na parte ocidental da bacia hidrográfica, representada por um modelado composto de formas erosivas de dissecação diferencial de rochas graníticas, salientadas pela orientação e entalhe de vales. Trata-se de uma área intensamente dissecada com recorrência de formas aguçadas e convexas, cujas cotas altimétricas podem variar de 400 a mais de 1.000 m. Essas encostas apresentam um traçado irregular e tortuoso nos limites com as depressões sertanejas a oeste (CORRÊA et al., 2010).

O PBSF caracteriza-se por vastos planos homogêneos com baixas declividades, formando uma depressão limitada a leste e a oeste, respectivamente, pelos compartimentos mais elevados do PCPB e da ESPB. Desenvolve-se em rochas pré-cambrianas, principalmente as representadas pelas metamórficas, com algumas áreas de recobrimento pedimentar proveniente de materiais que descem da Borborema em direção às calhas dos rios (NOU et al., 1983). Nesse compartimento, nota-se a presença de blocos residuais com altitudes mais elevadas ao sul, contrastando com a dissecação epigênica do alto curso do rio Ipanema e a formação de aluviões.

A BJ está representada em uma pequena faixa na região extremo ocidental da UP7. Trata-se da borda oriental dessa fossa sedimentar do período Cretáceo, que se apresenta na UP7 com encostas íngremes, recortadas e erodidas (EMBRAPA, 2000). Predominam nessa área as

coberturas arenosas da formação, mas com pacotes não tão espessos quando comparados à porção mais baixa de relevo plano.

Nos solos localizados em áreas de relevo movimentado, os riscos à erosão são bastante elevados e a capacidade de retenção hídrica é limitada. Nos demais solos com relevo plano e ondulado, as áreas são propícias à agricultura de subsistência e ao pastoreio. Como um dos objetivos específicos deste trabalho é gerar um mapa atualizado dos grupos hidrológicos da bacia hidrográfica para quantificar o escoamento superficial, os solos presentes na mesma serão mais bem discutidos nos resultados do capítulo 6, pois foram necessários ajustes e adaptações das classes pedológicas.

2.5 GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA

A UP7 está quase que totalmente inserida na Província Borborema, de idade Pré-Cambriana e representada por rochas cristalinas e cristalofílicas integrantes do Maciço Mediano Pernambuco-Alagoas. Apenas uma faixa na borda ocidental da bacia hidrográfica, representada por um pouco mais de 1% da área, é composta pelos sedimentos da sequência sedimentar da Bacia do Jatobá. Sedimentos aluviais também ocorrem em manchas ao longo de toda a bacia hidrográfica, mas restringem-se às calhas dos cursos hídricos superficiais, principalmente no compartimento geomorfológico do PBSF.

A unidade mais antiga na bacia hidrográfica é o Complexo Migmatítico-Granitóide do Pré-Cambriano Indiviso, com maior predominância das rochas granitizadas. Esses corpos graníticos ocorrem extensivamente ao norte do município de Águas Belas e na faixa ocidental da bacia hidrográfica, desde Tupanatinga até Pesqueira, Alagoinha e Venturosa. As rochas migmatíticas são mais limitadas na UP7, mas ocorrem no município de Águas Belas e na região oeste do município de Capoeira (SECTMA, 1998).

O centro da bacia hidrográfica é dominado pelos gnaisses da unidade litoestratigráfica do Complexo Gnáissico-Migmatítico, também do Pré-Cambriano Indiviso. Predominam nesse complexo as rochas gnáissicas de composição granítica a granodiorítica, e complexos migmatíticos com paleossoma anfibolítico ou biotítico (SECTMA, 1998).

Os sedimentos da Bacia do Jatobá presentes na UP7 são apenas os da Formação Tacaratu, formados por arenitos de granulação grosseira, coloração clara e seixos arredondados e/ou subarredondados de quartzo e feldspatos. Esses sedimentos encontram-se depositados de maneira discordante numa matriz argilosa (EMBRAPA, 2000).

De maneira estrutural, pode-se constatar na UP7 o Lineamento Pernambuco, que passa com direção E-W na extremidade norte da bacia hidrográfica, próximo à cidade de Pesqueira (Figura

4). Verifica-se, também, um extenso falhamento indiscriminado com direção NNE-SSW que vai da cidade de Itaíba até o município de Pedra (Figura 4). Falhas geológicas também são verificadas ao norte da cidade de Saloá e ao sul da cidade de Águas Belas, como mostra a Figura 4.

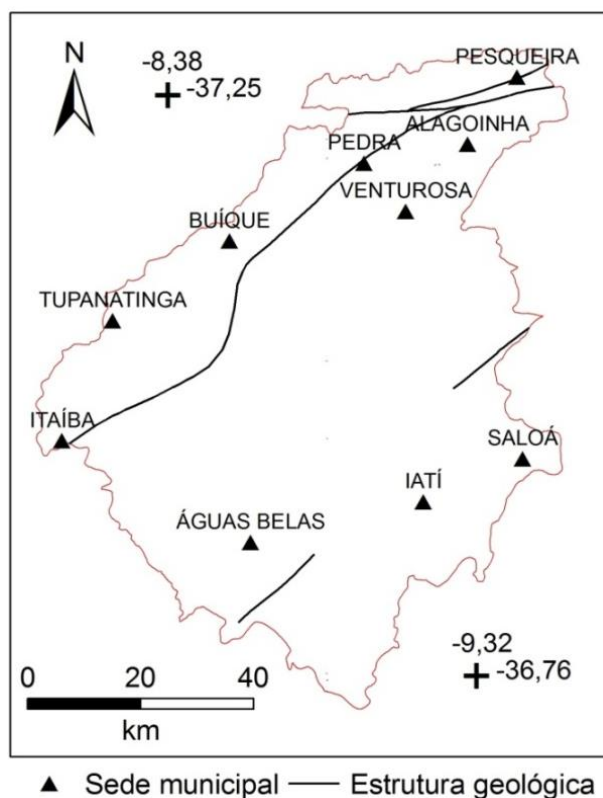


Figura 4 – Falhas geológicas e sedes dos municípios inseridos na UP7 (Fonte: base de dados disponível em <http://geobank.cprm.gov.br>)

Em função das características geológicas e geomorfológicas apresentadas neste trabalho, grande parte da UP7 encontra-se inserida no aquífero fissural, que abrange aproximadamente 85% do estado de Pernambuco. Esse tipo de depósito hidrogeológico caracteriza-se pela restrição do armazenamento de água aos espaços vazios secundários proporcionados pelas aberturas de falhas, fraturas e fissuras decorrentes de esforços tectônicos ou alívios de pressão (COSTA FILHO & COSTA, 2000). Nessa região de aquífero fissural, a recarga subterrânea apresenta maior afluência nos vales fluviais, principalmente nos trechos em que a drenagem superficial coincide com as direções das fraturas. Os depósitos de sedimentos presentes nesses vales fluviais possuem espessuras que podem variar de poucos centímetros a 10 m. Trata-se de depósitos recentes, com constituição predominantemente arenosa, mas que apresentam uma intensa variação lateral e vertical de composição granulométrica, conferindo-lhes acentuada anisotropia nas características hidrodinâmicas (SECTMA, 1998). Devido às restrições de disponibilidade dos recursos hídricos na região, as reservas subterrâneas dos depósitos aluviais são estratégicas para as populações rurais no semiárido.

Na borda ocidental da UP7, os sedimentos da Bacia do Jatobá formam um aquífero intersticial que apresenta uma zona de recarga equivalente a 1% da área de estudo. Essa formação hidrogeológica porosa na área de estudo se expõe à forte cimentação pela sílica e pelo óxido de ferro, o que confere uma porosidade eficaz inferior àquela apresentada em partes externas à UP7. Ademais, a espessura média de 30 m da camada saturada na UP7 é bastante inferior aos 600 m observados nas zonas mais porosas do aquífero.

CAPÍTULO 3

ESTIMATIVA DA RECARGA SUBTERRÂNEA

A partir de uma revisão literária e metodológica é possível demonstrar como os dados de sensoriamento remoto podem ser utilizados para estimar a recarga subterrânea. Dividido em quatro partes, de acordo com os elementos empregados na metodologia desta pesquisa, o capítulo se inicia a partir de uma conceituação do ciclo hidrológico, dando ênfase aos componentes básicos utilizados neste trabalho. Na segunda parte, são abordados conceitos relacionados à água subterrânea e aplicações de técnicas convencionais utilizadas para a estimativa da recarga de subsuperfície. A terceira parte mostra o papel das novas técnicas do sensoriamento remoto e dos Sistemas de Informações Geográficas nas pesquisas ligadas às águas subterrâneas, enfatizando a metodologia utilizada para atingir os objetivos propostos nesta pesquisa. Na quarta parte, encontra-se descrita a metodologia convencional utilizada para validar a recarga subterrânea proposta nesta tese. Por fim, uma consideração final a respeito dos métodos descritos é realizada.

3.1 O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é considerado o princípio fundamental da ciência hidrológica, cujas variáveis e suas interações são objetos de estudo do hidrólogo (MAIDMENT, 1993). Como todo ciclo, o hidrológico não possui início nem fim, e seus processos podem começar a partir de qualquer ponto do ciclo.

Para sua melhor compreensão, vários autores propõem visualizá-lo a partir da evaporação da água dos oceanos e da superfície terrestre. Partindo desse ponto, a água evaporada através do efeito da radiação solar e do vento torna-se parte da atmosfera, formando as nuvens, que podem resultar em precipitação na terra e nos oceanos. A precipitação na terra pode ser interceptada pelas plantas, escoada superficialmente na terra ou infiltrar no solo. Grande parte da água interceptada pelas plantas e escoada superficialmente retorna à atmosfera através da evaporação. Quando a evaporação ocorre também pelas plantas recebe o nome de evapotranspiração. A água infiltrada no solo reabastece os aquíferos e pode retornar à superfície através de fontes, fornecendo recursos aos rios. De volta à superfície, a água evapora novamente ou pode ser escoada até os oceanos. Portanto, qualquer definição dentro do ciclo hidrológico pode ser descrita a partir da seguinte equação hidrológica:

$$I - O = \Delta S \tag{1}$$

onde I é o fluxo de entrada da água através da precipitação; O é o fluxo de saída da água através da evapotranspiração, escoamento superficial e escoamento subsuperficial; e ΔS é a variação do armazenamento nas várias formas de retenção no volume de controle, ou seja, na bacia hidrográfica.

Entretanto, Villela & Mattos (1975) enfatizam que apesar de que possa parecer um mecanismo contínuo, com a água se movendo de uma forma permanente e com uma taxa constante, o movimento do ciclo hidrológico pode ser feito de maneira aleatória em cada uma das fases, variando tanto no espaço quanto no tempo. Essas variações podem provocar danos sócio-econômicos à população, através de secas e enchentes inesperadas.

As variáveis do ciclo hidrológico, tanto as que fazem parte do fluxo de entrada como de saída, podem ser estudadas separadamente ou em conjunto, visando um melhor conhecimento do ciclo; geração de dados necessários para os projetos e obras hidráulicas; fornecimento de subsídios ao planejamento e gerenciamento racional de recursos hídricos; e estudos sobre previsão (CHOW et al., 1994). A precipitação, infiltração e evapotranspiração são as principais variáveis estudadas e monitoradas nos estudos de recarga de aquíferos, porém alguns métodos utilizados desprezam algumas destas variáveis. As águas superficiais, por interagirem com as águas subterrâneas, também podem ser estudadas e monitoradas para aplicação de alguns métodos de recarga.

3.2 RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Através de forças gravitacionais e capilares, a água precipitada no ciclo hidrológico penetra e/ou é absorvida nas camadas superficiais do solo, desempenhando um papel fundamental na recarga dos aquíferos, no escoamento superficial, na evapotranspiração, na erosão do solo e no transporte de produtos químicos (RAWLS et al., 1993). Esse movimento, denominado de infiltração, está relacionado às condições de umidade do perfil do solo, que pode ser dividido em duas zonas: a não saturada e a saturada. Na zona não saturada, os interstícios são ocupados parcialmente por água e ar; enquanto que na zona saturada, todos os interstícios são preenchidos com água sob pressão hidrostática (TODD & MAYS, 2005).

As águas subterrâneas na zona saturada formam os aquíferos, que são formações geológicas que contêm água e permitem que a mesma se movimente em condições naturais e quantidades significativas suficientes para o aproveitamento econômico (LINSLEY, 1978; TUCCI, 1993). Os aquíferos podem ser classificados como: não confinados, também denominados de freáticos ou livres, cujo limite superior é a superfície de saturação e todos os pontos se encontram à pressão atmosférica; e confinados, quando um estrato permeável está confinado entre

duas camadas pouco permeáveis ou impermeáveis (LINSLEY, 1978; TODD & MAYS, 2005; KARMANN, 2008; MANOEL FILHO, 2008), como mostra a Figura 5.



Figura 5 – Tipos de aquíferos

O fluxo de água subterrânea que atinge o aquífero, provocando um aumento da quantidade de água na zona freática, é denominado de recarga, que pode ser, de acordo com Lerner et al. (1990): direta, indireta ou localizada, como mostra a Figura 6. A recarga direta abastece o aquífero por meio da percolação da água da chuva na zona não saturada. Na recarga indireta, a percolação da água para os aquíferos é feita através dos cursos de água superficiais. Já a recarga localizada é feita pelo acúmulo de água próximo ao solo, em superfícies planas, com ausência de canais bem definidos. Esses três tipos de recarga, citadas por Lerner et al. (1990), são mais adequadas para as regiões semiáridas, onde a evapotranspiração é elevada, as precipitações são baixas e os solos rasos. Rabelo (2006) propôs uma adaptação desses três mecanismos de infiltração para as regiões úmidas.

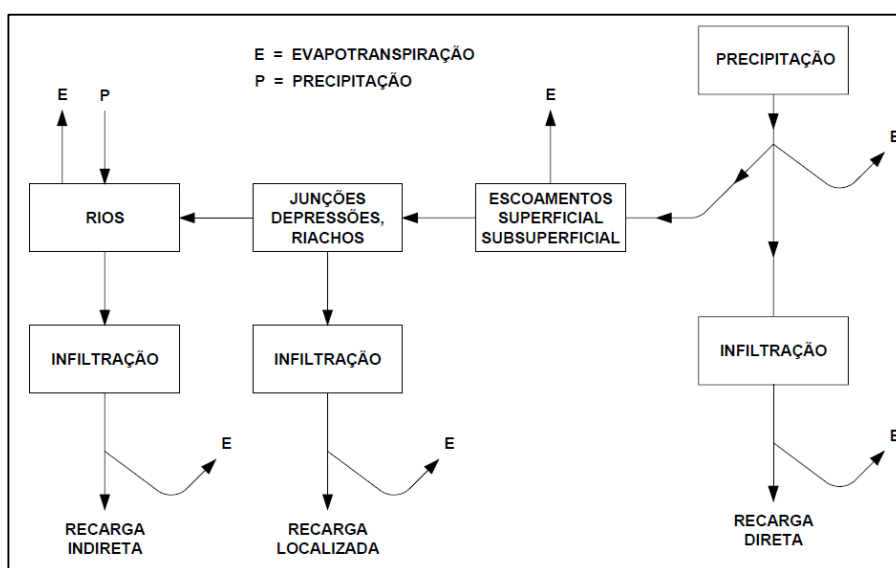


Figura 6 – Mecanismos de recarga para regiões semiáridas (Fonte: Lerner et al., 1990)

O conhecimento da taxa atual de recarga e o monitoramento dos aquíferos são pré-requisitos para uma gestão eficiente e sustentável desses recursos, devido à importância das águas subterrâneas para a expansão urbana, agrícola e industrial de regiões, principalmente as áridas e semiáridas (VRIES & SIMMERS, 2002; BANERJEE et al., 2009; AGARWAL et al., 2013).

Nas últimas décadas, muitos hidrólogos vêm tentando estimar a recarga natural de aquíferos a partir da utilização de diferentes técnicas, de acordo, principalmente, com a disponibilidade de dados, as características da região e a precisão dos resultados. Com a finalidade de mostrar as mais adequadas para uma determinada área de estudo, várias revisões de metodologias foram realizadas por Lerner et al. (1990), Vries & Simmers (2002), Sanford (2002) e Scanlon et al. (2002).

Dentre os métodos mais utilizados, destacam-se: a aplicação de traçadores, que estima a recarga do aquífero a partir de substâncias na água ou proporções entre concentrações dessas substâncias, sendo o mais utilizado o CMB (*Chloride Mass Balance*) (ORDENS et al., 2012); o método WTF (*Water Table Fluctuation*), que utiliza a flutuação dos níveis de água subterrânea ao longo do tempo para estimar a recarga de aquíferos livres (WENDLAND et al., 2007; COELHO et al., 2012); o método do balanço hídrico, que considera as principais variáveis do ciclo hidrológico como entrada e saída do sistema (WENDLAND et al., 2007); a Lei de Darcy, que calcula a velocidade de percolação da água no solo a partir do gradiente hidráulico e da condutividade hidráulica (MAZIERO & WENDLAND, 2008); e a modelagem numérica, que consiste na representação matemática dos processos de recarga a partir de um modelo conceitual (MONTENEGRO & RAGAB, 2010; ALVAREZ et al., 2012).

Ordens et al. (2012) utilizaram uma combinação de métodos, dentre eles o CMB e o WTF, para estimar a taxa de recarga de uma bacia hidrográfica na região semiárida do sul da Austrália. As estimativas em longo prazo (1961 a 2007) mostraram variações entre 52 – 63 mm ano⁻¹ e 47 – 129 mm ano⁻¹ pelos métodos CMB e WTF, respectivamente. As variações encontradas a partir das duas metodologias refletem incertezas nos parâmetros de entrada, como os valores de rendimento específico do solo necessários para aplicação do método WTF. No entanto, o trabalho mostrou que o valor de recarga de 140 mm ano⁻¹ adotado na definição das políticas de gestão das águas subterrâneas para essa bacia hidrográfica é superestimado.

A recarga subterrânea de uma ilha sul-coreana também foi estimada pontualmente, a partir de vários métodos, por Hagerdorn et al. (2011). Nesse estudo, dentre os métodos utilizados estavam o WTF e o CMB, que produziram valores médios de 687 mm ano⁻¹ e 429 mm ano⁻¹, respectivamente. Esses valores são mais baixos que a média multianual calculada usando o método do balanço hídrico (911 mm ano⁻¹), provando que a magnitude e a distribuição espacial da recarga podem variar de acordo com a técnica utilizada. Portanto, a dependência exclusiva de um método

para quantificá-la pode ser muito enganosa, principalmente em regiões com diferentes características espaciais.

No Brasil, algumas pesquisas estão sendo desenvolvidas para estimar a recarga subterrânea, com destaque para as realizadas na bacia hidrográfica experimental de Ribeirão da Onça, que têm contribuído para aprimorar a compreensão dos processos de recarga do Sistema Aquífero Guarani. Dentre os métodos utilizados nessa área experimental estão o WTF (WENDLAND et al., 2007; LUCAS et al., 2012), o balanço hídrico (WENDLAND et al., 2007) e a modelagem numérica (RABELO & WENDLAND, 2009), todos com resultados aparentemente convergentes entre eles. Porém, estudos mais recentes nessa área de estudo apontam para a necessidade de aplicação de novas metodologias que permitam a espacialização da recarga.

Na região Nordeste do Brasil, mais especificamente na bacia hidrográfica do rio Gramame, Coelho et al. (2012) aplicaram o método WTF em 27 poços rasos bem distribuídos na área de estudo. A recarga direta calculada por essa metodologia foi de 73,8 mm durante o ano da pesquisa, que representa 7,2% da precipitação média na região. Várias recomendações foram deixadas por esse trabalho para pesquisas futuras, dentre elas está a aplicação de outros métodos de recarga, concomitantemente ao WTF, para que os resultados sejam confrontados.

Alguns trabalhos anteriores foram realizados na bacia hidrográfica do rio Ipanema para estimar a recarga subterrânea, mas as pesquisas foram concentradas apenas na sub-bacia hidrográfica experimental do riacho Mimoso. Nesses trabalhos, foram aplicadas metodologias baseadas no balanço hídrico e na variação do nível de água, utilizando, respectivamente, dados de estação meteorológica e piezômetros para observações das águas subterrâneas. Um desses trabalhos foi realizado por Andrade et al. (2014), que a partir das flutuações dos níveis estáticos das águas subterrâneas estimaram uma taxa de recarga média de 132 mm ano⁻¹, equivalente a 16,9% da precipitação no período estudado. Resultados semelhantes também foram constatados no estudo realizado por Albuquerque et al. (2015), que aplicaram também para a mesma região uma metodologia baseada no balanço hídrico.

Como foi visto neste item, existem vários métodos que possibilitam estimar a taxa de recarga subterrânea, mas a aplicação de cada um deles está associada aos dados disponíveis, pois todos apresentam vantagens e desvantagens. Os métodos físicos, principalmente aqueles baseados na flutuação do nível da água subterrânea, estão entre os mais utilizados, mas necessitam de constantes verificações de campo e/ou instalações de equipamentos automáticos para a obtenção de dados pontuais. No entanto, a aplicação dessas técnicas convencionais ainda é limitada, sobretudo nos países em desenvolvimento, por causa da deficiência de dados espaço-temporais adequados (JHA & CHOWDARY, 2007). Ademais, a conversão desses dados pontuais de recarga

em informações regionais distribuídas, necessárias para aplicações de modelos, tornou-se um dos grandes desafios nos estudos hídricos subterrâneos (BRUNNER et al., 2007).

3.3 RECARGA SUBTERRÂNEA POR SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL

Nos últimos anos, as tecnologias inovadoras, como o sensoriamento remoto (SR) e os Sistemas de Informações Geográficas, têm desempenhado um papel fundamental no fornecimento de informações para o gerenciamento dos recursos hídricos. Para as pesquisas relacionadas às águas subterrâneas, essas contribuições têm sido mais substanciais em estudos relacionados à delimitação de zonas de recarga (JASROTIA et al., 2007; TWEED et al., 2007; DIAS et al., 2009; ELEWA & QADDAH, 2011; ABDALLA, 2012; ADIAT et al., 2012; AGARWAL et al., 2013; AWAN et al., 2013; HUANG et al., 2013; NAG & GHOSH, 2013; SINGH et al., 2013) e à vulnerabilidade à contaminação de aquíferos (RAHMAN, 2008; JAMRAH et al., 2007; HUAN et al., 2012; HUANG et al., 2013; LINHARES et al., 2014).

Para a quantificação da estimativa da recarga subterrânea, as contribuições das técnicas de SR são mais incipientes, já que os dados atuais provenientes de imagens de satélites são capazes de detectar apenas padrões e processos espaciais relacionados aos recursos na superfície terrestre e acima dela. Por causa dessas limitações, todas as possibilidades para atingir esse objetivo partem de métodos indiretos (LUCAS et al., 2015). Isso significa que as inferências da recarga devem ser realizadas a partir de produtos capazes de traduzir os padrões de detecção de outros parâmetros do balanço hídrico, necessários à modelagem das águas subterrâneas (BRUNNER et al., 2007). Partindo-se desse pressuposto, alguns trabalhos recentes têm integrado produtos de satélites e medições terrestres para estimar a recarga subterrânea regional a partir da equação do balanço hídrico.

Khalaf & Donoghue (2012) utilizaram o método do balanço hídrico a partir de dados de sensoriamento remoto para estimar a recarga subterrânea mensal da região de West Bank, na Palestina, para o ano 2004. Nesse estudo, as imagens de satélite do TRMM e dos sensores MODIS (satélites Terra e Aqua) foram empregadas para estimar a precipitação e a evapotranspiração, respectivamente. Os autores utilizaram os produtos MOD09Q1 e MOD11A2, que possuem informações de reflectância e temperatura da superfície, respectivamente, para calcular a evapotranspiração a partir do algoritmo SEBAL. Baseados em valores de estudos anteriores, admitiram, no balanço hídrico, que durante os eventos de precipitação o escoamento superficial na região é constante para toda área de estudo. Os resultados encontrados indicaram que as zonas de recarga estão localizadas nas regiões norte e oeste, e ocorreram, durante o ano do estudo, entre os

meses de janeiro, novembro e dezembro. O volume de recarga anual estimado pelos dados de sensoriamento remoto foi semelhante a outros publicados na literatura.

Szilagyi et al. (2011) também utilizaram o método do balanço hídrico para estimar a taxa anual de recarga subterrânea em uma região arenosa do estado de Nebraska, nos Estados Unidos, a partir da diferença entre as células das imagens de precipitação e evapotranspiração, obtidas pelos sensores PRISM e MODIS, respectivamente. Desconsiderando o escoamento superficial, que de acordo com os autores é mínimo na região, os resultados obtidos foram satisfatórios quando comparados às técnicas alternativas em diferentes escalas espaciais, como o traçador CMB (*Chloride Mass-Balance*).

Da mesma forma, Szilagyi et al. (2012) estimaram a recarga média anual (2000-2008) em uma região arenosa da Hungria. Com a diferença entre as médias anuais da precipitação e a evapotranspiração (modelo WREVP), foram produzidos mapas anuais de recarga com resolução espacial de 1 km. Os valores médios anuais de recarga para a região, desprezando o escoamento superficial, são equivalentes a aproximadamente $14\% \pm 9\%$ da precipitação.

Münch et al. (2013) também desconsideraram o fluxo horizontal para estimar a recarga subterrânea a partir de dados de sensoriamento remoto em uma região semiárida da África do Sul. Com isso, ponderou-se na equação do balanço hídrico que a água que entra no sistema se move para cima em resposta à evapotranspiração e para baixo para contribuir na recarga subterrânea. Para esse estudo, foram utilizados na equação do balanço hídrico três produtos de evapotranspiração para efeito de comparação, dentre eles o MOD16 com resolução espacial de 1 km. Os dados de precipitação utilizados foram do satélite do ISCW (*Institute for Soil, Climate and Water*), que faz parte de um conselho de pesquisa agrícola sul-africano. Demonstraram, nesse estudo, a utilidade da identificação e quantificação das zonas de recarga para conceituar a hidrogeologia da região, mesmo deixando claro que existem incertezas na precisão dos dados dos produtos de ET utilizados, como o MOD16.

Gokmen et al. (2013) também demonstraram a capacidade das técnicas de sensoriamento remoto, baseado nas estimativas da evapotranspiração e da precipitação, para quantificar espacialmente os componentes do balanço hídrico e analisar o armazenamento das águas subterrâneas em uma grande bacia hidrográfica na região semiárida da Turquia. Para obter uma melhor distribuição da precipitação, o produto TRMM utilizado foi avaliado. O modelo SEBS (*Surface Energy Balance System*) foi utilizado a partir de imagens MODIS para calcular a evapotranspiração distribuída. Esse estudo mostrou resultados satisfatórios na estimativa da recarga subterrânea, e sua aplicação foi recomendada.

No Brasil, Lucas et al. (2015) avaliaram a estimativa da recarga subterrânea a partir de dados de sensoriamento remoto, utilizados como entrada para o balanço hídrico. Os dados de

sensoriamento remoto empregados nesse estudo, precipitação (TRMM) e evapotranspiração (MOD16), cobrem a área da bacia hidrográfica experimental de Ribeirão da Onça, zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. Os valores de recarga obtidos pelo método do balanço hídrico, através dos dados de sensoriamento remoto, foram considerados aceitáveis quando comparados a dos métodos WTF e do balanço hídrico baseado em medições de superfície. A recarga subterrânea média da bacia hidrográfica utilizando as três metodologias foi equivalente a 29% da precipitação durante o período de estudo.

Além da equação do balanço hídrico, as técnicas de sensoriamento remoto e os SIG's também estão sendo incorporados pelos hidrólogos em outras metodologias tradicionais de recarga subterrânea, como: os traçadores históricos e ambientais, aplicados por Minor et al. (2007) e Tweed et al. (2011); e a recarga artificial baseada em águas superficiais, aplicada por Gontia & Patil (2012) e Alrehaili & Hussein (2012). Com o desenvolvimento dessas novas tecnologias, alguns modelos hidrológicos, como o SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (AWAN & ISMAEEL, 2014) e o WetSpa (*Water and Energy Transfer between Soil, Plant and Atmosphere*) (ALBHAISSI et al. (2013), passaram a integrar seus dados de maneira conectada a um SIG e com total compartilhamento de dados.

3.3.1 Procedimentos metodológicos utilizados

Como foi visto, os desenvolvimentos recentes do sensoriamento remoto e dos SIG's têm oferecido novas fontes de dados geográficos distribuídos para determinar parâmetros necessários à estimativa da recarga subterrânea, tais como: a evapotranspiração (BASTIAANSEN et al., 1998a), a precipitação (FEIDAS, 2010) e o escoamento superficial (MAHMOUD, 2014).

A abordagem utilizada nesta pesquisa baseia-se na estimativa indireta da recarga subterrânea (R), a partir do resíduo de todos os termos considerados na formulação do balanço hídrico (Equação 2), semelhante aos trabalhos realizados por Szilagyi et al. (2011), Khalaf & Donoghue (2012), Münch et al. (2013), Gokmen et al. (2013) e Lucas et al. (2015):

$$R = P - E_s - ET \quad (2)$$

onde P é a precipitação (mm); E_s é o escoamento superficial (mm); e ET é a evapotranspiração (mm). Trata-se de um método de simples aplicação para produzir mapas de recarga atual, mas que necessita exatidão na obtenção das variáveis necessárias para que se tenha uma precisão nos resultados finais.

Como mostra a Figura 7, o modelo proposto assume que parte da precipitação retorna à atmosfera pela evapotranspiração ou esco superficialmente através de fluxos pelo solo. O restante infiltra ou percorre as fraturas das rochas, recarregando diretamente os aquíferos. Outras perdas menores existem no sistema, mas como são difíceis de mensurar são geralmente desconsideradas.

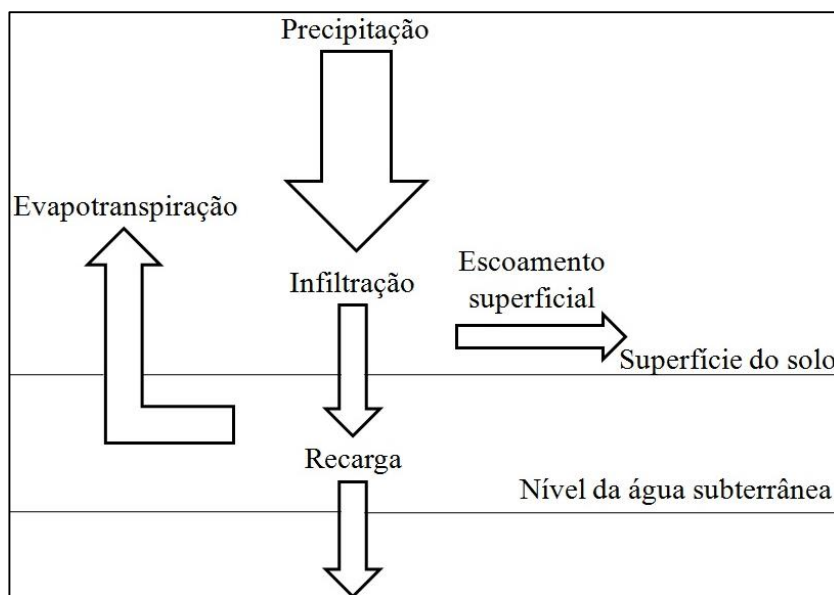


Figura 7 – Modelo esquemático do balanço hídrico

Neste trabalho, a recarga subterrânea para os anos 2011 e 2012 da bacia hidrográfica do rio Ipanema (UP7) foi estimada a partir dos dados de entrada espaço-temporais distribuídos, em formato de camadas (Figura 8), necessários para a aplicação da Equação 2 em ambiente SIG. As camadas mostradas na Figura 8 incluem mapas mensais da precipitação, provenientes do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) (capítulo 5); do escoamento superficial, resultante da aplicação do método SCS (*Soil Conservation Service*) com imagem do sensor TM para a geração do mapa de uso e ocupação da terra (capítulo 6); e da evapotranspiração, derivados do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) pela aplicação do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (capítulo 7).

A Figura 9 mostra o fluxograma metodológico detalhado das etapas realizadas nesta tese, incluindo os produtos de sensoriamento remoto necessários para gerar os mapas mensais da recarga subterrânea da bacia hidrográfica do rio Ipanema (UP7). Os modelos foram criados e os processamentos das imagens realizados em três programas SIG, de acordo com a etapa de execução, a saber: SPRING, ERDAS IMAGINE e ArcGIS. Os dois últimos, que não são livres, foram manipulados com a licença do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco. Os dados do modelo digital de elevação da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), presentes no fluxograma metodológico da Figura 9, foram utilizados para

calcular a pressão atmosférica, necessária para os cálculos da evapotranspiração, cuja etapa será detalhada no capítulo 7 desta tese.

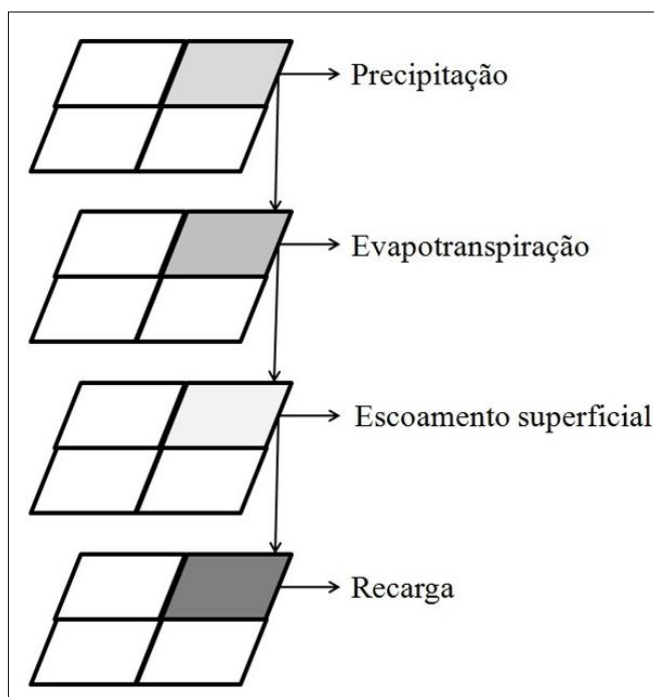


Figura 8 – Camadas dos mapas dos parâmetros do balanço hídrico utilizados para estimar a recarga subterrânea

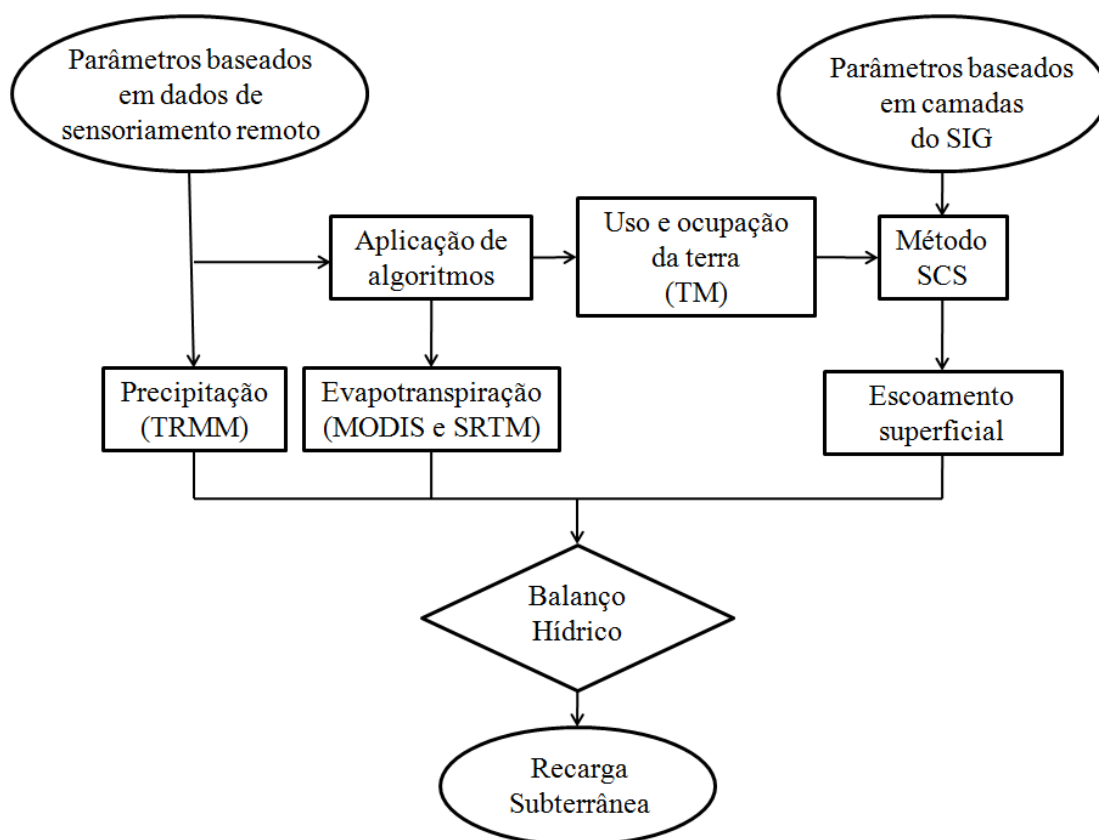


Figura 9 – Fluxograma metodológico para obtenção dos mapas mensais de recarga subterrânea da bacia hidrográfica do rio Ipanema

Os dados derivados de produtos de sensoriamento remoto devem ser verificados por dados medidos na superfície (KHALAF, 2010) para avaliar padrões hidrológicos temporais, validar suposições e comparar resultados, pois em alguns casos podem fornecer taxas fora da realidade (SZILAGYI et al., 2011). Com essa finalidade, foram utilizados nesta pesquisa dados e observações terrestres de precipitação, a partir de postos pluviométricos convencionais; de variáveis climatológicas (umidade relativa do ar, temperatura do ar, radiação solar global e velocidade do vento), a partir de estações automáticas; e de variação do lençol freático, a partir de medições manuais. Outras metodologias de medições temporais e quantitativas, como o saldo de radiação, o balanço de energia e o escoamento superficial, não estavam disponíveis para a área de estudo durante o período desta pesquisa.

3.4 VALIDAÇÃO DA RECARGA SUBTERRÂNEA

O método WTF foi utilizado para validar a metodologia de estimativa de recarga natural direta, proposta nesta tese para a BHRI. Essa técnica é bastante empregada devido ao pequeno número de variáveis necessário para a sua aplicação. No entanto, requer dados da flutuação dos níveis das águas subterrâneas ao longo do tempo. Essa metodologia se baseia na premissa de que as elevações dos níveis da água em aquíferos não confinados são resultantes da água precipitada que atinge a superfície livre através do processo de infiltração, caracterizando a recarga (SCANLON et al., 2002). A equação em que esse método se baseia é dada por (HEALY & COOK, 2002):

$$R = S_y \frac{dh}{dt} \cong S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3)$$

onde R é a recarga estimada (mm); S_y é o coeficiente de rendimento específico do aquífero (adimensional); Δh é a variação da altura do nível da água (mm); e Δt é a variação do tempo (dias). O método WTF assume que todos os outros componentes do balanço hídrico (fluxo de base, entrada e saída subsuperficial e evapotranspiração) são nulos durante a recarga. Quando o aquífero não apresenta respostas às precipitações, o método assume uma taxa de recarga nula.

A aplicação da Equação 3 para cada elevação de nível de água determina uma estimativa da recarga total, onde Δh é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente, extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente extrapolada é a linha que a curva do piezômetro teria na ausência de elevação de nível de água (HEALY & COOK, 2002), como mostra a Figura 10.

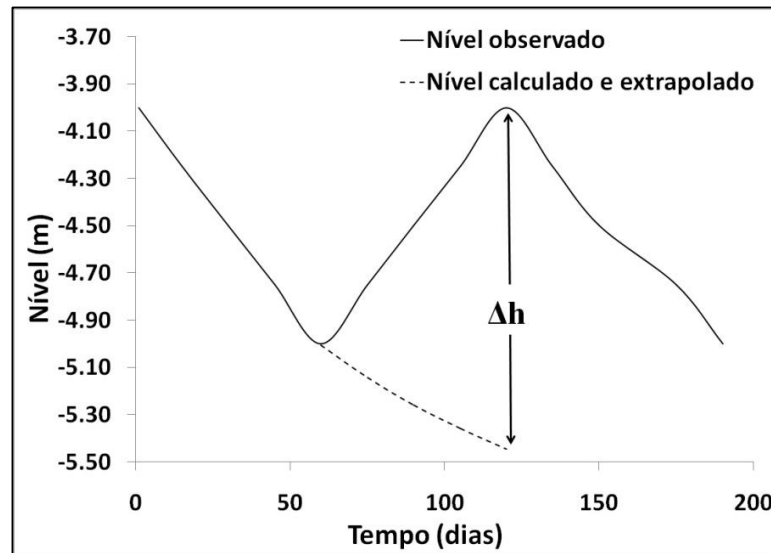


Figura 10 – Variação hipotética demonstrando a diferença da altura entre o pico de elevação da curva observada e a curva de recessão extrapolada

O desenho da linha extrapolada é subjetivo e tenta adaptar a função de defasagem entre o início da precipitação e o início da recarga, como mencionou Barreto (2006). Gomes (2008) utilizou uma função do tipo exponencial para extrapolar essas curvas de recessão. No entanto, Healy & Cook (2002) afirmaram não haver um tipo específico de função. Neste trabalho, foi adotada a função potencial utilizada por Wendland et al. (2007):

$$N_c = a \cdot (P - P_0)^b \quad (4)$$

sendo N_c o nível calculado; P o número de dias contados a partir do primeiro dia de monitoramento dos níveis; a , b e P_0 parâmetros a ser determinados. Com a identificação dos parâmetros da função de recessão do piezômetro, aplica-se a função aos outros períodos de recessão, mantendo a e b próximos aos valores encontrados para a primeira curva de recessão do nível do aquífero. A extrapolação da curva deve ser feita até o ponto em que se inicia um novo período recessivo. A determinação dos parâmetros da função potencial foi realizada através da ferramenta *Solver* do Excel, buscando-se minimizar o somatório dos desvios entre os níveis calculados e observados.

Após a extrapolação da curva de recessão pela função potencial, a recarga direta para cada piezômetro de observação, durante um período de tempo, é igual a:

$$\frac{R_d}{S_y} = (N_{oi} - N_{cei}) - (N_{oj} - N_{cej}) \quad (i > j) \quad (5)$$

onde R_d é a recarga direta; S_y é o coeficiente de rendimento específico; N_{oi} é o nível observado do aquífero no instante i ; N_{cei} é o nível calculado e extrapolado da curva de recessão no instante i ; N_{oj}

é o nível do aquífero observado no instante j ; e N_{cej} é o nível calculado e extrapolado da curva de recessão no instante j .

Os dados de flutuação dos níveis estáticos da água subterrânea foram adquiridos a partir do monitoramento de 28 piezômetros rasos perfurados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário, localizado no município de Pesqueira, na região do Alto Ipanema (Figura 11). O referido aquífero possui profundidade média de 10 m e extensão aproximada de 15 km (MONTEIRO et al., 2014). No entanto, a área de monitoramento tem uma extensão aproximada de 2,5 km na bacia hidrográfica do riacho Mimoso, como mostra a Figura 11. Os piezômetros de observação empregados neste trabalho são os mesmos utilizados por Andrade et al. (2014) e Albuquerque et al. (2015) em estudos anteriores de recarga subterrânea. O acompanhamento das variações dos níveis de água foi realizado manualmente com um dispositivo de contato elétrico. A frequência na coleta dos dados foi mensal, suficiente para realizar determinados estudos de variação de nível de água, como mencionou Zhou (1996).

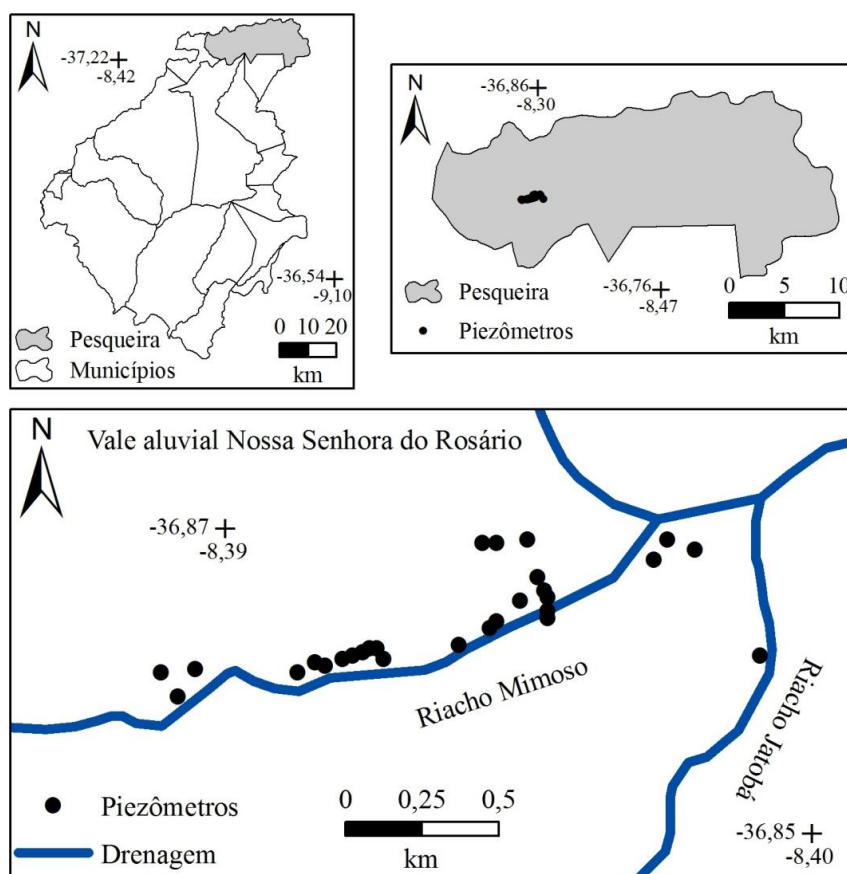


Figura 11 – Piezômetros utilizados para estimar a recarga subterrânea pelo método WTF

A estimativa da recarga natural direta pela metodologia WTF requer, além dos dados das variações dos níveis de água, o conhecimento do rendimento específico (S_y) do aquífero, como mostra a Equação 3. Para este trabalho, adotou-se um valor médio de 10% para o coeficiente de rendimento específico do vale aluvial, obtido a partir de testes de bombeamento realizados na

construção dos poços e piezômetros de monitoramento (ANDRADE et al., 2014; ALBUQUERQUE et al., 2015). Esse valor de S_y está dentro do intervalo dos materiais com textura argiloarenosa, conforme estabelecido por Johnson (1967) através de experimentos com várias classes de textura do solo.

A partir dos dados dos níveis dos poços de monitoramento e o conhecimento do rendimento específico do aquífero, ambos utilizados para determinar a recarga natural direta através do método WTF, pode-se estimar a variação do armazenamento subterrâneo, que em aquíferos livres corresponde à mudança do volume de água que ocorre em relação a um nível anterior (Gomes, 2008). Assim, a variação anual do armazenamento subterrâneo para o período considerado neste estudo foi dada por:

$$\Delta S = \Delta h \cdot S_y \quad (6)$$

em que ΔS é a variação do armazenamento subterrâneo (mm).

3.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A revisão literária e metodológica realizada neste capítulo foi de grande importância para expor alguns conceitos e métodos utilizados na área da pesquisa que se propõe este trabalho.

Como foi visto, existem vários métodos para se estimar a taxa de recarga de um aquífero, sendo que a aplicação de cada um deles está associada aos dados disponíveis, pois todos eles apresentam vantagens e desvantagens. Os métodos físicos, principalmente aqueles baseados na flutuação do nível da água subterrânea, estão entre os mais utilizados. No entanto, necessitam de constantes verificações de campo e/ou instalações de equipamentos automáticos para obtenção de dados pontuais.

As técnicas de sensoriamento remoto e SIG estão sendo bastante utilizadas na delimitação de zonas de recarga das águas subterrâneas. Porém, poucos estudos foram realizados a partir da aplicação dessas técnicas para quantificar, de maneira distribuída, a taxa de recarga. Essa quantificação está sendo realizada, de acordo com os trabalhos recentes, a partir da aplicação da equação do balanço hídrico. O nível de incerteza resultante da aplicação desse método pode ser facilmente definido a partir da imprecisão da estimativa das variáveis utilizadas. Portanto, faz-se necessário a escolha de métodos robustos e consolidados dessas variáveis para que os resultados sejam aceitáveis. No entanto, as imprecisões também estão associadas a outras técnicas de recarga, como mencionaram Szilagyi et al. (2011), sendo necessária a aplicação de mais de uma para aumentar a fiabilidade das estimativas, como destacaram Scanlon et al. (2006)

CAPÍTULO 4

PRINCÍPIOS DO SENSORIAMENTO REMOTO E SISTEMAS SENSORES UTILIZADOS

4.1 PRINCÍPIOS FÍSICOS

O sensoriamento remoto compreende a arte e a técnica de obtenção de informações sobre um objeto ou fenômeno sem que haja contato físico com o mesmo (JENSEN, 2009). Essas informações coletadas podem ser classificadas, de acordo com o nível de aquisição dos dados, em: terrestres, aéreas e orbitais. Por oferecer uma visão sinótica e multitemporal de extensas áreas da superfície terrestre, a aquisição feita por sensores a bordo de satélites artificiais (nível orbital) vem sendo a mais utilizada nos estudos ambientais (FLORENZANO, 2007).

As informações entre os objetos na superfície terrestre e os sensores a bordo dos satélites são transmitidas à velocidade da luz, através da radiação eletromagnética (REM). O Sol é a principal fonte de REM, que se propaga em todas as direções na forma de ondas eletromagnéticas. A distribuição contínua da REM pode ser representada, de acordo com o comprimento de onda e frequência, através do espectro eletromagnético, que abrange um conjunto conhecido de comprimentos de ondas dividido em regiões distintas (Figura 12). Para o sensoriamento remoto terrestre, a região do espectro mais utilizada compreende a faixa que vai do início do visível (0,38 μm) até as micro-ondas (100 cm), mas esses limites podem variar um pouco dependendo do autor (NOVO, 2010).

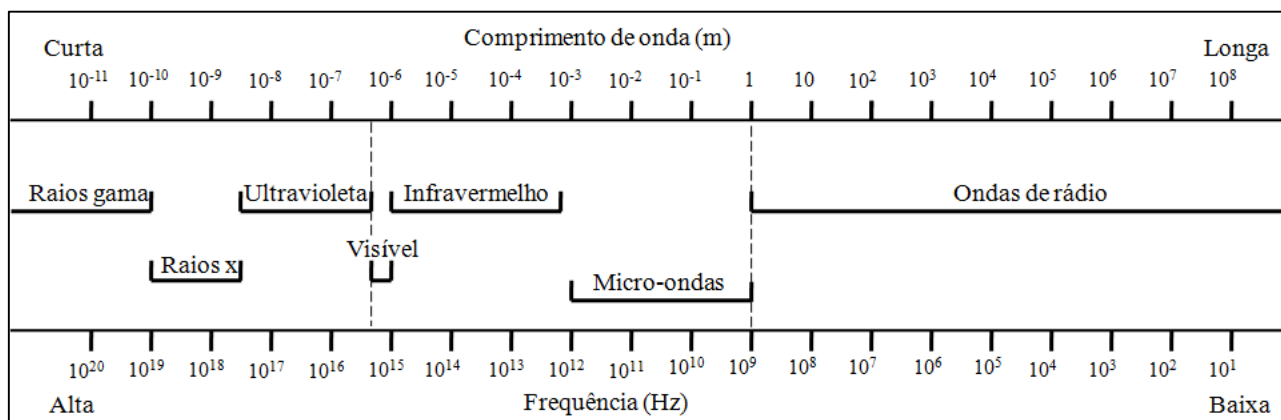


Figura 12 – Representação do espectro eletromagnético

A energia irradiada pelo Sol não chega à superfície com a mesma intensidade, pois está sujeita aos efeitos da atmosfera e seus componentes (H₂O, O₂, O₃, CO₂ e outros gases), responsáveis pelas principais bandas de absorção da radiação (LILLESAND et al., 2004), como mostra a Figura 13. No entanto, entre essas bandas existem regiões que permitem uma melhor

transmissão da REM solar e tornam possível o sensoriamento da superfície terrestre (Figura 13). Dentre essas regiões, a do visível é a menos afetada pelos constituintes da atmosfera, como mostra a Figura 13.

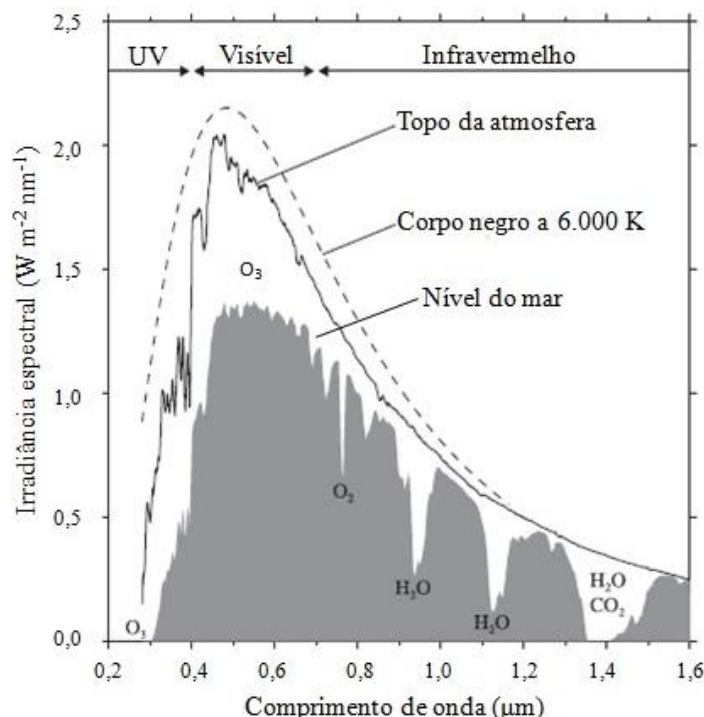


Figura 13 – Janelas de transmissão e absorção no espectro da irradiância solar (Fonte: Adaptado de Andrews, 2010)

A REM que atinge a superfície terrestre pode ser parcialmente transmitida, refletida ou absorvida. Dessas, apenas as energias refletidas e absorvidas pelos alvos podem ser captadas pelos sensores e transformadas em sinais elétricos, que são registrados e transformados em dados expressos na forma de gráficos, tabelas ou imagens. No entanto, a porção de energia absorvida utilizada pelo sensoriamento remoto é aquela reemitida pelo alvo por processos termais e/ou dissipada na forma de calor, geralmente em comprimentos de ondas mais longos (WENG, 2010).

A reflexão, por sua vez, ocorre quando um raio de luz é redirecionado após encontrar uma superfície não transparente. A natureza da reflexão depende da dimensão das irregularidades da superfície em relação ao comprimento de onda da radiação considerada. Em uma superfície lisa ou suavemente ondulada, por exemplo, a radiação incidente é refletida na direção especular. Quando a superfície é rugosa, há um efeito difuso sobre a radiação que é refletida, ou seja, a energia é espalhada mais ou menos de forma uniforme em todas as direções.

A quantidade de radiação solar refletida, absorvida e transmitida por cada material varia de acordo com o comprimento de onda. Essas propriedades das matérias tornam possível a identificação de diferentes substâncias ou recursos, que podem ser separados por assinaturas espectrais, como mostra a Figura 14. O conhecimento dessas curvas também tem grande relevância

na definição de novos sensores e na determinação dos tipos de pré-processamento que devem ser realizados nos dados brutos (NOVO, 2010).

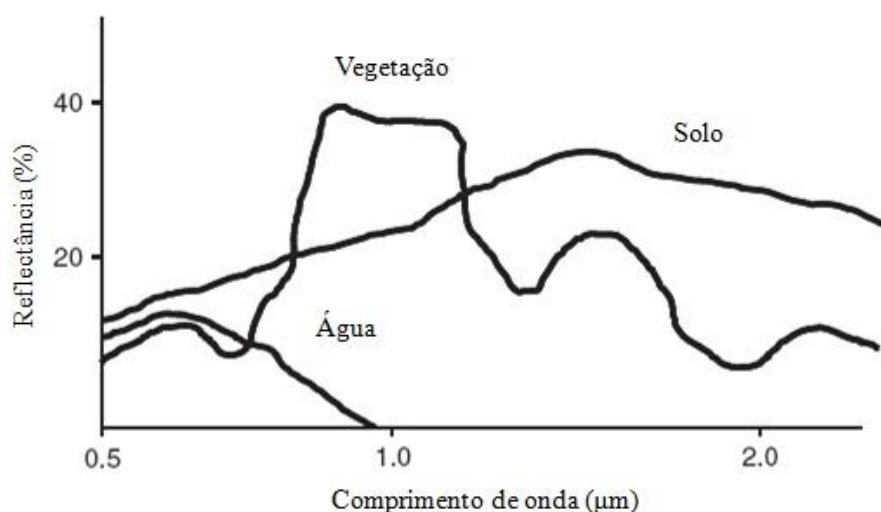


Figura 14 – Comportamento espectral da água, do solo e da vegetação (Fonte: Adaptado de Weng, 2010)

No sensoriamento remoto, as características da superfície terrestre e atmosfera são detectadas e registradas conforme as suas quatro capacidades básicas de detecção dos sensores, caracterizadas pelas resoluções, quais sejam: espectral, espacial, radiométrica e temporal (JENSEN, 2009). A resolução espectral refere-se ao tamanho e número de intervalos de comprimento de onda (bandas) que um sensor pode registrar, tornando-o melhor ou pior na separação dos objetos espectralmente semelhantes. A resolução espacial determina o nível de detalhes espaciais que podem ser observados em uma imagem, representado pela menor área da superfície que o sensor é capaz de individualizar. A resolução radiométrica reporta-se à sensibilidade dos detectores as diferenças na potência do sinal refletido e/ou emitido pelos alvos, representado pelo número de dígitos binários (*bits*) necessários para armazenar o valor máximo de cada *pixel*. Por último, à resolução temporal atribui-se a frequência de um sensor para retornar a uma localização previamente trabalhada.

O rápido avanço das tecnologias dos sistemas e sensores de satélites faz com que as resoluções sejam cada vez mais refinadas e capazes de armazenar enormes massas de dados sobre os processos e fenômenos da superfície terrestre. Atualmente, os dados de diferentes sensores e satélites orbitais podem ser utilizados na pesquisa e gestão de diversas áreas, entre elas: a agricultura (BASTIAANSEN, 2000), os recursos hídricos (TONG et al., 2014), o uso e ocupação da terra (COELHO et al., 2014) e a climatologia (ZENG et al., 2013). Algumas informações dos programas de observação por sensoriamento remoto, utilizados nesta tese, serão mostradas nos próximos itens deste capítulo.

4.2 O PROGRAMA EOS (*EARTH OBSERVING SYSTEM*)

Com o objetivo de obter variáveis relevantes em longo prazo da superfície terrestre, da biosfera, da atmosfera e dos oceanos, a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) iniciou, em 1997, o lançamento de uma série de satélites de órbita polar e baixa inclinação do programa EOS (*Earth Observing System*). Neste trabalho, foram utilizados dados de três satélites do programa EOS, a saber: Terra, Aqua e TRMM.

O primeiro dentre os três a ser lançado foi o TRMM, que em missão conjunta com a JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) foi projetado para monitorar e estudar as chuvas tropicais, bem como a liberação associada de energia que ajuda a alimentar a circulação atmosférica global. Desenvolvido para realizar uma missão de três anos, o satélite forneceu dados até 2015 dos seus sensores: CERES (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*), LIS (*Lightning Imaging Sensor*), PR (*Precipitation Radar*), TMI (*TRMM Microwave Imager*) e VIRS (*Visible and Infrared Scanner*).

O satélite Terra foi lançado em dezembro de 1999, mas só teve o seu monitoramento iniciado em fevereiro de 2000. Fornece dados globais sobre o estado da atmosfera, da superfície terrestre e dos oceanos, bem como as suas interações com a radiação solar. Para tanto, transporta os sensores MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), MISR (*Multi-angle Imaging Spectroradiometer*), ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) e MOPITT (*Measurements of Pollution in the Troposphere*).

O mais recente dos três é o satélite Aqua, que foi lançado em maio de 2002 e reúne instrumentos para gerar uma grande massa de informações, principalmente sobre os elementos do ciclo da água; mas que também medem variáveis adicionais, como a cobertura vegetal sobre a superfície terrestre e a matéria orgânica dissolvida nos oceanos. Dos seis sensores a bordo do Aqua, dois também já estão presentes no satélite Terra, são eles: o MODIS e o CERES. Completam a lista os sensores AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*), AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System*), AMSU-A (*Advanced Microwave Sounding Unit-A*) e HSB (*Humidity Sounder for Brazil*).

4.2.1 O sensor MODIS

O MODIS é o sensor mais importante a bordo dos satélites Terra e Aqua, pois transmite dados diários de 36 bandas espectrais, cujos comprimentos de ondas foram escolhidos para evitar a absorção atmosférica durante a observação e o monitoramento da superfície. As primeiras 19

bandas, situadas entre as regiões do visível e do infravermelho médio (0,405 a 2,155 μm), são direcionadas às aplicações terrestres (bandas 1 a 7), oceânicas (bandas 8 a 16) e atmosféricas (bandas 17 e 19). As bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1,360 a 1,390 μm), cobrem a porção termal do espectro eletromagnético (3,660 a 14,385 μm), que pode ser utilizada em diferentes campos das ciências naturais.

Além de uma ampla cobertura espectral, o sensor MODIS possui resoluções espacial e radiométrica ideais para auxiliar na compreensão dos processos climáticos e mudanças ambientais. As resoluções espaciais desse sensor variam entre 250 metros, para as faixas do vermelho e infravermelho próximo, e 1 km, para a faixa do infravermelho termal. Resoluções espaciais intermediárias de 500 m estão disponíveis para parte do visível até o infravermelho médio. Essas e outras características do sensor MODIS estão detalhadas no Quadro 1.

Quadro 1 – Especificações técnicas do sensor MODIS

Item	Especificações
Órbita	705 km; heliossíncrona; polar; 10h30min (Terra) e 13h30min (Aqua)
Resolução espectral	36 bandas, entre 0,4 e 14,4 μm
Resolução espacial no nadir	250 m (bandas 1 e 2); 500 m (bandas 3 a 7); 1000 m (bandas 8 a 36)
Resolução temporal	Diária (norte da latitude 30°) e a cada dois dias (latitudes inferiores a 30°)
Resolução radiométrica	12 bits
Tamanho	1,0 x 1,6 x 1,0 m
Peso	228,70 kg
Taxa de dados	6.2 Mbps (média); 10,8 Mbps (dia); 2,5 Mbps (noite)

Fonte: Adaptado de Justice et al. (2002).

Os produtos derivados dos dados coletados pelo sensor MODIS, a partir das 36 bandas espectrais, são fornecidos em cinco níveis (0 a 4), que variam de acordo com o grau de processamento realizado nos diferentes centros de pesquisas nos Estados Unidos (STRAHLER et al., 1999). O Nível 0 não está disponível para o usuário, pois trata-se da imagem em seu estado bruto, ou seja, sem tratamento. No Nível 1, as imagens brutas passam por um processo de calibração radiométrica e armazenamento de informações de geolocalização. Os produtos do Nível 2 possuem variáveis geofísicas derivadas de radiâncias calibradas na mesma resolução e localização dos dados de Nível 1. No Nível 3, as variáveis geofísicas são mapeadas em grades espacialmente espaçadas, através de uma projeção comum. Produtos de Nível 4 correspondem às saídas de modelos ou resultados de dados de níveis inferiores.

Dentre os produtos MODIS disponibilizados, alguns, relacionados aos estudos da porção continental do planeta, foram descritos por Anderson et al. (2003), destacando-se: o MOD09, que reúne a reflectância espectral da superfície através das bandas 1 a 7, todas com correção para gases e aerossóis atmosféricos; o MOD11, que disponibiliza a temperatura e a emissividade da

superfície; o MOD13, que contém dados temporais e espaciais da cobertura vegetal da superfície da Terra; e o MOD44, que identifica as mudanças globais decorrentes de eventos naturais extremos e atividades humanas. Informações mais detalhadas sobre o sensor MODIS podem ser obtidas em Justice et al. (2002) e Anderson et al. (2003).

4.2.2 O satélite TRMM

Os instrumentos a bordo do satélite TRMM forneceram dados importantes para a compreensão da distribuição da precipitação na faixa tropical e a liberação de calor associada à sua formação. Realizando uma órbita circular a 403 km de altitude, com ângulo de inclinação de 35°, o satélite TRMM cobria uma faixa latitudinal entre 35° S e 35° N em todo o globo, com duração aproximada de 91 minutos. A Figura 15 mostra a porção da órbita do satélite TRMM.

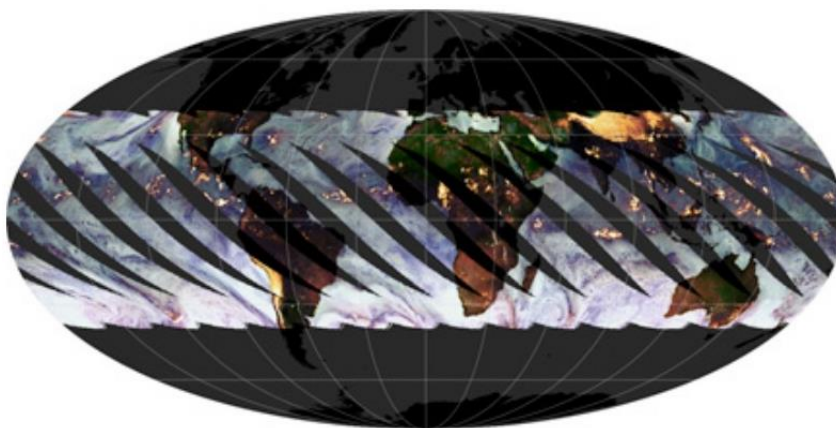


Figura 15 – Porção da órbita do satélite TRMM (Fonte: Nasa)

O sensor de micro-ondas TMI era o principal instrumento a bordo do TRMM para a medição da precipitação, obtida através da lei inversa de Planck e da correlação com a temperatura do topo de nuvem. Tratava-se de um radiômetro de micro-ondas passivo que realizava uma varredura cônica através de cinco frequências distribuídas em nove bandas, a saber: bandas 1 e 2 (10,65 GHz), bandas 3 e 4 (19,35 GHz), banda 5 (21,3 GHz), bandas 6 e 7 (37 GHz) e bandas 8 e 9 (85,5 GHz).

O refinamento das medições do sensor TMI, que poderiam ser afetadas pelas diferentes formações de nuvens, era realizado pelo sensor PR, primeiro radar meteorológico a bordo de um satélite. A combinação das informações obtidas por esses dois sensores, poderiam fornecer uma visão tridimensional da distribuição da precipitação e do calor latente liberado nos trópicos.

Assim como os dados do sensor MODIS, os conjuntos de dados de precipitação do TRMM estão disponíveis em uma série de cinco níveis que denotam a quantidade de processamento. Com isso, é possível obter dados brutos e saídas de modelos de precipitação derivados desses dados

primários. Atualmente, todos os produtos estão disponíveis para ser adquiridos gratuitamente (<http://mirador.gsfc.nasa.gov>), exceto os produtos do Nível 4 que não usam diretamente os dados derivados dos instrumentos a bordo do TRMM. Portanto, os produtos de Nível 3 são os mais refinados disponíveis pela NASA, pois possuem parâmetros geofísicos que foram espacial e/ou temporalmente reamostrados a partir de dados dos níveis 1 e 2. O Quadro 2 mostra as configurações e descrições das grades de alguns desses produtos.

Quadro 2 – Grades de produtos TRMM Nível 3 (Fonte: Adaptado de <http://mirador.gsfc.nasa.gov>)

Produto	Resoluções		Descrição
	Temporal	Grade	
3A11	Mensal	5° x 5°	Precipitação sobre regiões oceânicas, sem um produto de nível 2 correspondente, utilizando apenas histogramas mensais de temperatura de brilho, a partir do sensor TMI.
3A12	Mensal	0,5° x 0,5°	Produto de grade mensal, composto pela média dos dados do produto 2A12, cálculos de perfis hidrometeorológicos verticais, chuva média na superfície e outros parâmetros do sensor TMI.
3A25	Mensal	5° x 5°	Acúmulo do algoritmo de recuperação do produto 2A25, contendo valores médios mensais da taxa superficial de chuva, perfil vertical de chuva e outros parâmetros do sensor PR.
3A26	Mensal	5° x 5°	Distribuição da probabilidade de taxa de chuva em quatro níveis, utilizando como entrada diferentes taxas para o algoritmo, incluindo do produto 2A25, a partir do sensor PR.
3A46	Mensal	1° x 1°	Consiste na média mensal de dados do sensor SSM/I (<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>), calculados para <i>grids</i> mensais de 1° x 1°.
3B31	Mensal	5° x 5°	Conjunto de dados mensais médios acumulados do produto 2B31, que contém valores de 14 camadas de perfis verticais de água da chuva, a partir de informações dos sensores PR e TMI.
3B42	3 Horas	0,25° x 0,25°	Taxa de precipitação global, obtida a partir de sensores infravermelhos mesclados com dados de outros satélites, para produzir dados a cada três horas com resolução de 0,25° x 0,25°.
3B43	Mensal	0,25° x 0,25°	Produto gerado a partir dos valores mensais das estimativas do sensor TMI, do produto 3A46, do produto 3B42 e da análise dos dados acumulados de estações pluviométricas.

4.3 O PROGRAMA LANDSAT

O programa Landsat representa o mais longo e contínuo registro de dados de sensoriamento remoto, com resolução moderada, a bordo de plataformas orbitais na Terra. Constitui-se em uma série de oito satélites, desenvolvidos e lançados pela NASA há quatro décadas, com objetivo de fornecer informações de grande valor dos recursos terrestres, necessárias para os trabalhos em diversas áreas do conhecimento, como a hidrologia e a agricultura.

Os três primeiros satélites da série levaram a bordo dois tipos de sensores, sendo um subsistema constituído por três câmeras de televisão, conhecido como RBV (*Return Beam Vidicon*), e um subsistema de varredura multiespectral, denominado de MSS (*Multiespectral*

Scanner Subsystem). A partir do lançamento do quarto satélite da série em 1982, mudanças substanciais foram realizadas no sistema para melhorar a capacidade de aquisição dos dados orbitais, através da inclusão de sensores mais eficientes e uma tecnologia com processamento mais rápido de informação. A bordo dos satélites Landsat 4 e Landsat 5 estavam os mesmos sistemas de *scanners*, sendo: o antigo MSS, para fazer comparações com as imagens geradas pelas três primeiras missões; e o novo TM (*Thematic Mapper*), com sistema de varredura mais desenvolvido e concebido para proporcionar resolução espacial mais fina, melhor discriminação espectral entre objetos da superfície terrestre, maior fidelidade geométrica e melhor precisão radiométrica em relação ao sensor MSS.

Com o sensor TM a bordo, o satélite Landsat 5 entrou em órbita e começou a fornecer imagens da superfície terrestre em 1984, apenas dois anos após o lançamento do satélite Landsat 4. No entanto, enquanto o quarto satélite do programa forneceu dados da superfície terrestre durante onze anos, encerrando suas atividades em 1993, o Landsat 5 ficou ativo por quase três décadas. Isso permitiu o registro de diversas mudanças significativas do nosso planeta até 2013, ano do lançamento do mais novo satélite da série, o Landsat 8, que atualmente opera no mesmo *slot* orbital utilizado pelo Landsat 5.

Enquanto estava em operação, a órbita do satélite Landsat 5 era heliossíncrona, circular e quase polar, semelhante à de outros satélites do programa. No entanto, a altura de 705 km, adotada após o lançamento do quarto satélite da série, proporcionou um melhor padrão de cobertura do terreno, devido à largura de 185 km das faixas das imagens e à resolução temporal de 16 dias. No Quadro 3, observam-se outros parâmetros orbitais do quinto satélite do programa Landsat.

Quadro 3 – Parâmetros orbitais do satélite Landsat 5 (Fonte: Adaptado de NOVO, 2010)

Item	Especificações
Órbita	Circular, heliossíncrona, quase polar
Altitude	705 km
Inclinação orbital	98, 2°
Horário de passagem pelo Equador (h)	9,45
Resolução temporal	16 dias
Largura da faixa	185 km

Os sensores TM a bordo do quarto e quinto satélites do programa Landsat representaram, há um quarto de século quando eles foram lançados, um avanço no sistema de varredura multiespectral, pois forneceram imagens da superfície terrestre em sete bandas do espectro eletromagnético, localizadas nas regiões do visível, infravermelho próximo, infravermelho médio e infravermelho termal (Quadro 4). Na época da definição do sensor TM, essas bandas foram cuidadosamente posicionadas pelos pesquisadores do USGS (*United States Geological Survey*) e do USDA (*United States Department of Agriculture*) para discriminar os alvos desejados,

ampliando o potencial teórico das imagens da série. As imagens disponíveis do sensor TM são dotadas de resolução espacial de 30 m, com exceção daquelas obtidas no intervalo de comprimento de ondas da região termal. As principais características e aplicações de todas as bandas do sensor TM são apresentadas no Quadro 4 **Error! Reference source not found.**.

Quadro 4 – Principais características e aplicações do sensor TM (Fonte: Adaptado de NOVO, 2010)

Banda	Intervalo (μm)	Principais características e aplicações	Resolução espacial (m)
1	0,45 – 0,52	Diferenciação solo/vegetação, em virtude da absorção de pigmentos das plantas; grande penetração em corpos de água com elevada transparência; e sensibilidade às plumas de fumaça.	30
2	0,52 – 0,60	Diferenciação do vigor da vegetação pela maior sensibilidade à reflectância no verde; sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão; e boa penetração em corpos de água.	30
3	0,63 – 0,69	Diferenciação de espécies de plantas em função da presença de pigmentos da clorofila; discriminação entre solo exposto e vegetação; e análises litológicas em regiões com pouca vegetação.	30
4	0,76 – 0,90	Diferenciação entre corpos hídricos e vegetação; identificação de áreas agrícolas; e sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo informações sobre a geomorfologia, geologia e solos.	30
5	1,55 – 1,75	Observações de estresse vegetativo causado pelo desequilíbrio hídrico, pois essa região do espectro apresenta sensibilidade ao teor de umidade no tecido foliar das plantas.	30
6	10,40 – 12,50	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais entre diversos alvos (rochas, solos, vegetação e água).	120
7	2,08 – 2,35	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre a geomorfologia, os solos e a geologia; e identificação de minerais com íons hidroxilas.	30

Para o Brasil, o sistema Landsat teve um papel fundamental na consolidação de pesquisas e capacitação de uma ampla comunidade de usuários, pois os seus dados foram recepcionados, processados e distribuídos desde 1973 pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Atualmente, todos os dados do programa Landsat, inclusive aqueles registrados pelo oitavo satélite da série, são disponibilizados gratuitamente para o Brasil através do seguinte site: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. Informações mais detalhadas sobre o programa Landsat podem ser obtidas em NOVO (2010).

4.4 A MISSÃO SRTM (*SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION*)

A SRTM foi uma missão realizada durante 11 dias do ano 2000 pelo ônibus espacial *Endeavour*, da NASA, com objetivo de obter dados topográficos da superfície terrestre entre as latitudes 60° N e 56° S. Trata-se de um projeto de cooperação entre a NASA e a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), além de agências espaciais da Alemanha e da Itália.

A bordo do ônibus espacial utilizado na missão estavam dois radares de abertura sintética, separados um do outro por uma haste com distância de 60 m para a realização da interferometria. As informações disponíveis do SRTM passaram a ser disponibilizadas em 2002, através de DEM's (*Digital Elevation Models*) com resoluções espaciais de 30 m e 90 m para a superfície dos Estados Unidos e para o restante do globo, respectivamente.

Os dados da missão SRTM são disponibilizados gratuitamente pela ferramenta *EarthExplorer* do USGS (*United States Geological Survey*), através do site <https://earthexplorer.usgs.gov>. Informações mais detalhadas sobre essa missão também podem ser obtidas em Valeriano (2004).

CAPÍTULO 5

ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO

Os dados de precipitação são importantes fontes de informação para compreender os processos hidrológicos em bacias hidrográficas. No entanto, trata-se de um fenômeno natural complexo caracterizado por uma significativa variabilidade no tempo e no espaço (BOHNENSTENGEL et al., 2011). Devido à sua variabilidade espaço-temporal, uma densa rede de dados pluviométricos precisos é fundamental para uma boa modelagem hidrológica, tendo em vista que erros na estimativa da precipitação podem desencadear imprecisões em outras variáveis do ciclo hidrológico, como o escoamento superficial (DUAN & BASTIAANSEN, 2013) e a recarga subterrânea.

Dados tradicionais de precipitação são geralmente obtidos a partir de medições pontuais, que dependem fortemente de observações de pluviômetros instalados em campo. Embora tradicionalmente utilizadas e com excelente acurácia, as estações pluviométricas normalmente dispõem de dados com baixa resolução espacial e distribuição não-homogênea, representativos em um raio próximo ao instrumento de medição (COLLISCHONN et al., 2008; JIA et al., 2011; KARASEVA et al., 2012).

Com a expansão gradual do sensoriamento remoto e dos SIG's, novos métodos de observações de precipitação, como a utilização de satélites meteorológicos orbitais, foram desenvolvidos como uma alternativa consistente para melhorar as resoluções espacial e temporal dos dados, principalmente nos países em desenvolvimento e nas regiões oceânicas (ADJEI et al., 2012; KARASEVA et al., 2012). Desde então, diversas pesquisas em várias áreas têm sido desenvolvidas utilizando dados de precipitação advindos de imagens orbitais, destacando-se aquelas com enfoque nas mudanças climáticas e na modelagem hidrológica e ambiental, como realizaram Xu & Yang (2012) e Knoche et al. (2014), respectivamente.

Atualmente, existem muitos algoritmos e tipos de sensores a bordo de uma variedade de satélites, como destacaram Immerzeel et al. (2009). Dentre esses sensores e algoritmos, destacam-se os do satélite TRMM, cujas especificações técnicas foram abordadas no capítulo 3 desta tese. Esse satélite tem fornecido desde o seu lançamento um grande conjunto de dados de precipitação sobre os trópicos, com vários estudos já publicados na tentativa de avaliar os seus produtos (ZENG et al., 2013). Em muitos casos, o TRMM provou ser útil para o monitoramento da precipitação em várias áreas.

Prasetia et al. (2011) validaram as taxas mensais e sazonais de precipitação derivadas do produto TRMM 3A25 na Indonésia. Para tanto, foram utilizados 20 postos pluviométricos no monitoramento de três tipos regionais de precipitação e várias análises estatísticas. Os resultados

gerais mostraram boa correlação espacial entre a precipitação média mensal do produto 3A25 e os dados dos pluviômetros. Entretanto, as análises ponto a ponto apresentaram algumas discrepâncias entre os dados, com tendência a subestimativa dos valores do satélite.

Zeng et al. (2013) utilizaram uma densa rede de 35 postos pluviométricos na China para analisar os fatores que influenciam na precisão da precipitação diária acumulada dos produtos de precipitação 3B42, com resolução temporal de 3 horas. Os resultados mostrados nesse estudo indicaram uma tendência de subestimação dos dados do TRMM em todos os cenários analisados, com aumento da deteriorização das informações para as áreas mais elevadas.

Adjei et al. (2012) encontraram boas correlações mensais (0,73 – 0,88) entre os dados de precipitação provenientes do produto 3B42 e os postos de coleta na superfície. Esse estudo, realizado em uma bacia hidrográfica no Gana, revelou que a altitude do terreno não contribui para uma melhor acurácia dos resultados, mostrando-se, portanto, contrária à conclusão da pesquisa realizada por Zeng et al. (2013) na China.

Algumas análises comparativas de precisão entre vários produtos do TRMM foram realizadas em diversos estudos. Semire et al. (2012), por exemplo, avaliaram e compararam três produtos do TRMM a partir de dados diários de precipitação medidos em estações pluviométricas automáticas na Malásia. Dentre os produtos avaliados, o que apresentou melhores resultados foi o 3B43, com coeficientes de correlação variando entre 0,78 e 0,97 em quatro regiões distintas durante os nove anos analisados.

O desempenho regional do produto 3B43 também foi avaliado a partir de comparações com produtos de outros satélites. Uma dessas comparações foi realizada por Dinku et al. (2007) nas regiões altas da Etiópia, que contaram com uma densa rede de pluviômetros para confrontar e validar o desempenho dos produtos de vários satélites com distintas resoluções espaciais e temporais. O bom desempenho obtido pelo produto TRMM 3B43 para essa região foi destacado pelos autores.

Feidas (2010) validou e comparou seis produtos de precipitação por satélites em distintas escalas espaciais e temporais, utilizando-se de uma boa rede de estações na Grécia. Os resultados desse estudo demonstraram o excelente desempenho, em todas as escalas trabalhadas, do produto 3B43 para a região.

No Brasil, algumas validações dos produtos TRMM foram realizadas ao longo dos anos, com desempenhos variados associados às diferenças regionais e sazonais (FRANCHITO et al., 2009). Na avaliação da qualidade do produto 3B42, realizada para todo o território brasileiro por Melo et al. (2015), por exemplo, as comparações efetuadas com os dados de 3.625 pluviômetros, durante 14 anos, foram menos convergentes nas regiões mais chuvosas do país, como a noroeste. No entanto, os resultados, apresentados nesse estudo de grande escala, mostraram que os valores

gerados pelo sensor TRMM podem fornecer informações fiáveis da precipitação sobre o Brasil, principalmente na escala mensal.

Apesar da necessidade de validação dos produtos de precipitação gerados por imagens de satélites, tendo em vista que as discretizações espaço-temporais podem alterar a precisão desses dados estimados, quase todos os estudos realizados com o TRMM recomendaram a sua utilização para diversas finalidades, como cálculos de simulação do balanço hídrico (LI et al., 2012).

5.1 FONTE DE DADOS UTILIZADOS DO SATÉLITE TRMM

Para os vinte e quatro meses deste estudo, dados de 20 centróides orbitais de precipitação (Figura 16A) distribuídos pela BHRI, provenientes do algoritmo 3B43.v7 do TRMM, foram utilizados. Esses dados do TRMM, inseridos no SIG no formato de pontos, foram convertidos para o formato *raster* para representar a área de abrangência do produto 3B43, com escala de grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, como mostra a Figura 16B. As informações geradas pelo 3B43 são mensais, a partir da combinação de quatro campos de precipitação independentes, já descritos no Quadro 2. Todos os dados de entrada para o algoritmo 3B43 têm resolução temporal mensal, com exceção dos dados do produto 3B42, que possui resolução de três horas.

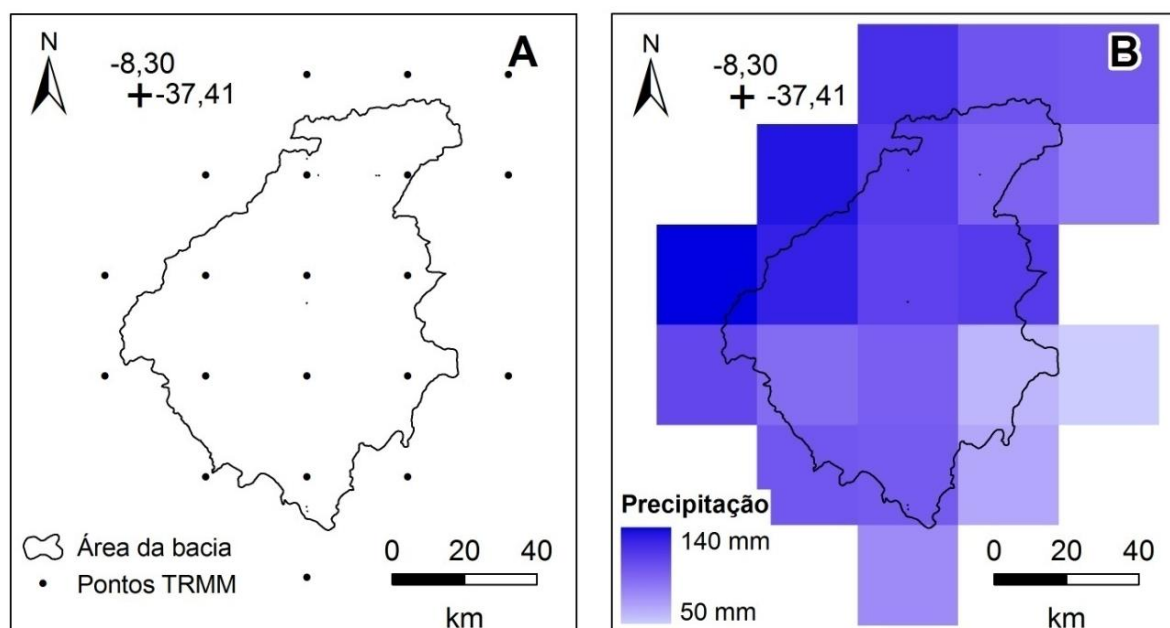


Figura 16 – Pontos (A) e células (B) do TRMM utilizados para cobrir a área de estudo

Comparadas a de outros satélites meteorológicos, as resoluções espaciais dos produtos do TRMM são altas. No entanto, para estudos hidrológicos de média e pequena escalas em bacias hidrográficas, a melhor resolução espacial do TRMM ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) pode ainda ser grosseira (IMMERZEEL et al., 2009). Portanto, faz-se necessária uma redução robusta de escala, abaixo da

resolução do *pixel*, para ser utilizada nesses tipos de aplicações hídras que utilizam modelagem distribuída.

A discrepância significativa de escala espacial entre os *pixels* dos produtos TRMM e os dados de estações pluviométricas, também exige procedimentos de redução da escala para que comparações mais fidedignas entre as duas formas de coleta dos dados sejam realizadas (DUAN & BASTIAANSEN, 2013).

As abordagens de geoestatística têm sido amplamente aplicadas para a estimativa da precipitação distribuída espacialmente, através da inserção dos valores dos *pixels* dentro de limites pré-estabelecidos pelo usuário em um SIG. O uso dessas técnicas permite tanto a continuidade espacial do fenômeno pontual quanto a redução da escala em subgrids, preservando as características originais. Isso indica que a autocorrelação espacial é positiva, ou seja, os dados localizados mais próximos uns dos outros são mais semelhantes que os mais distantes.

Muitas técnicas diferentes de interpolação estão disponíveis, com eficácias variando de acordo com a natureza do conjunto dos dados e o propósito da análise. Dentre as técnicas geoestatísticas mais utilizadas em abordagens hidrológicas que envolvem a espacialização em modelos de grades, incluindo a precipitação, destacam-se a krigagem e o IDW (*Inverse Distance Weighting*). Esses dois métodos de interpolação foram utilizados por Kizza et al. (2012) para gerar um conjunto de dados de precipitação, incluindo os do TRMM, na África.

Neste estudo, os valores dos *pixels* gerados pelo produto 3B43.v7 foram reamostrados através de interpolação, sob a perspectiva da técnica de *downscaling*, tendo em vista que a resolução espacial dos produtos TRMM é própria para modelos meteorológicos, com resolução baixa para ser utilizada em modelos hidrológicos. A discretização por *downscaling* realizada neste trabalho adotou a resolução espacial de 1 km, também utilizada por Duan & Bastiaanssen (2013), através da técnica de interpolação do IDW, expressa pela seguinte equação:

$$IDW = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \times V_i \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \right)} \quad (7)$$

onde IDW é o valor de precipitação interpolado na célula de interesse; V_i é o valor das i células de precipitação do TRMM; d_i^2 é a distância dos i *pixels* elevados à potência quadrada; e n é o número total de *pixels* considerados na interpolação para a célula de interesse. A aplicação dessa técnica é muito utilizada em abordagens hidrológicas que envolvem espacialização de dados em modelos de grades (SANTOS, 2014), devido à simplicidade e confiabilidade já demonstradas em muitas aplicações de interpolação de precipitação (TONG et al., 2014). A Figura 17A mostra as grades

do TRMM com a resolução original, recortadas a partir da máscara de delimitação da BHRI. Na Figura 17B, apresentam-se as novas grades obtidas após a aplicação da geoestatística.

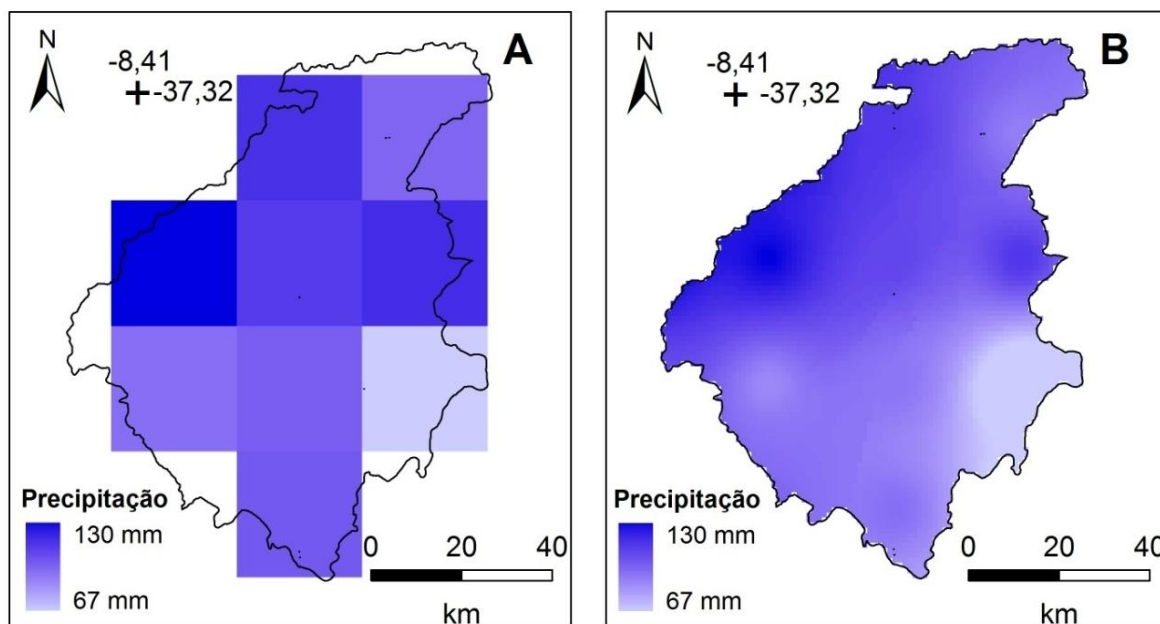


Figura 17 – Grades do TRMM (A) discretizadas por geoestatística para a resolução espacial adotada (B)

5.2 VERIFICAÇÃO DE DESEMPENHO E QUALIDADE DO TRMM

Apesar de ter apresentado bons resultados em muitos estudos, a precisão dos produtos por imagens de satélites pode ser afetada por diversos fatores, como a abordagem espaço-temporal e a escolha do algoritmo. Karaseva et al. (2012), por exemplo, obtiveram desempenho estatístico bastante pobre utilizando o produto 3B43, com coeficiente de correlação de 0,17 para uma determinada região nas proximidades de um grande lago no Quirguistão. No entanto, para outras regiões com características geográficas distintas no mesmo país, esse coeficiente chegou a 0,88 durante os nove anos analisados. Essas análises sugeriram a necessidade de um melhor algoritmo para estimar separadamente a precipitação das distintas regiões do país.

Devido às imprecisões que os dados do TRMM podem provocar, torna-se necessária a validação dos produtos a partir de observações de precipitação realizadas no solo, para quantificar a precisão e estabelecer a utilização direta desses produtos (FEIDAS, 2010). Neste estudo, a validação e comparação da precipitação mensal estimada pelo produto 3B43.v7 foi realizada a partir da coleta e análise de dados de 15 postos pluviométricos bem distribuídos dentro e no entorno da bacia hidrográfica do rio Ipanema, conforme mostra a Figura 18. Os postos pluviométricos distribuídos na bacia hidrográfica foram selecionados com base na qualidade dos dados e representatividade da região (Figura 18). Todos os pluviômetros utilizados possuem registros diários para o período da pesquisa. O Quadro 5 mostra algumas informações desses

postos, administrados pelo Instituto Agrônomo de Pernambuco (IPA) e pela Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural de Alagoas (EMATER/AL).

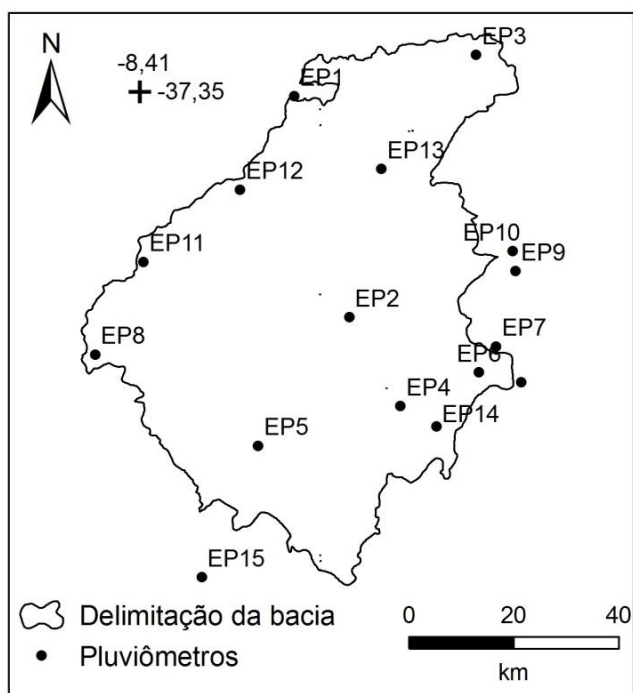


Figura 18 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados

Quadro 5 – Informações dos postos pluviométricos utilizados

Estação		Operador	Coordenadas (Graus)	
ID	Nome		Latitude	Longitude
EP1	Arcoverde	IPA	-8,43	-37,05
EP2	Pedra	IPA	-8,86	-36,94
EP3	Pesqueira	IPA	-8,35	-36,70
EP4	Iati	IPA	-9,04	-36,84
EP5	Águas Belas	IPA	-9,11	-37,12
EP6	Saloá	IPA	-8,97	-36,69
EP7	Paranatama	IPA	-8,92	-36,66
EP8	Itaíba	IPA	-8,93	-37,44
EP9	Caetés	IPA	-8,77	-36,62
EP10	Capoeiras	IPA	-8,73	-36,63
EP11	Tupanatinga	IPA	-8,75	-37,34
EP12	Buíque	IPA	-8,61	-37,15
EP13	Venturosa	IPA	-8,57	-36,88
EP14	Alagoinha	IPA	-9,07	-36,77
EP15	Santana do Ipanema	EMATER/AL	-9,37	-37,23

O método de espacialização utilizado para a precipitação média dos postos pluviométricos foi o dos polígonos de *Thiessen*, que estabelece que o volume precipitado em qualquer ponto da área é igual ao registrado no pluviômetro mais próximo. Nesse método, a influência de um

determinado posto pluviométrico é aplicada até a metade da distância do seguinte pluviômetro em qualquer direção. Os pesos relativos de cada pluviômetro são determinados de acordo com as áreas de influência da rede, com a precipitação média calculada a partir da seguinte equação:

$$P_m = \frac{1}{A} \cdot \sum A_i P_i \quad (8)$$

onde A_i é a área de influência do posto i ; P_i é a precipitação registrada no posto i ; e A é a área total da bacia hidrográfica.

Apesar de ser bastante utilizada, essa abordagem de análise ponto-*pixel* esbarra no problema de incompatibilidade de escala, tendo em vista que cada célula do produto 3B43 corresponde à precipitação média em uma área de aproximadamente 625 km². Por sua vez, os dados observados nos postos pluviométricos só representam a precipitação ao redor do local onde eles estão instalados (COLLISCHONN et al., 2008), podendo haver grandes discrepâncias entre postos distantes poucos quilômetros. Portanto, a diferença de escala pode provocar resultados análogos entre os dados observados e estimados em alguns meses analisados.

Como a redução de escala através da interpolação é apenas uma estimativa, esses dados também não podem ser considerados como uma medida verdadeira, já que alguns pressupostos são válidos para áreas e escalas de tempo específicas (DUAN & BASTIAANSEN, 2013). Recentemente, algumas pesquisas têm tentado refinar o procedimento de *downscaling* a partir de outras variáveis com resolução espacial superior que possuam uma relação positiva com a precipitação, como a vegetação e o relevo, a partir do NDVI e/ou DEM (*Digital Elevation Model*) (IMMERZEEL et al., 2009; JIA et al., 2011; DUAN & BASTIAANSEN, 2013; FANG et al., 2013; MUTUGA et al., 2014). No entanto, a relação positiva entre a vegetação e a precipitação só é válida para uma escala de tempo maior que a mensal, como relataram Quiroz et al. (2011).

Para reduzir os erros de escala na avaliação, outra abordagem de análise do TRMM foi empregada neste trabalho. Apenas um ponto de *grid* com a resolução original do produto do satélite (0,25° x 0,25°), onde estão dispostos quatro postos pluviométricos (EP4, EP6, EP7 e EP14), foi selecionado (Figura 19). Os valores médios mensais dessas quatro estações foram utilizados como sendo verdades observadas, semelhante aos trabalhos realizados por Li et al. (2009), Yong et al. (2010) e Feidas (2010). A determinação da precipitação média dos postos pluviométricos nesse *pixel*, selecionado para essa segunda abordagem, também foi realizada através do método dos polígonos de *Thiessen*.

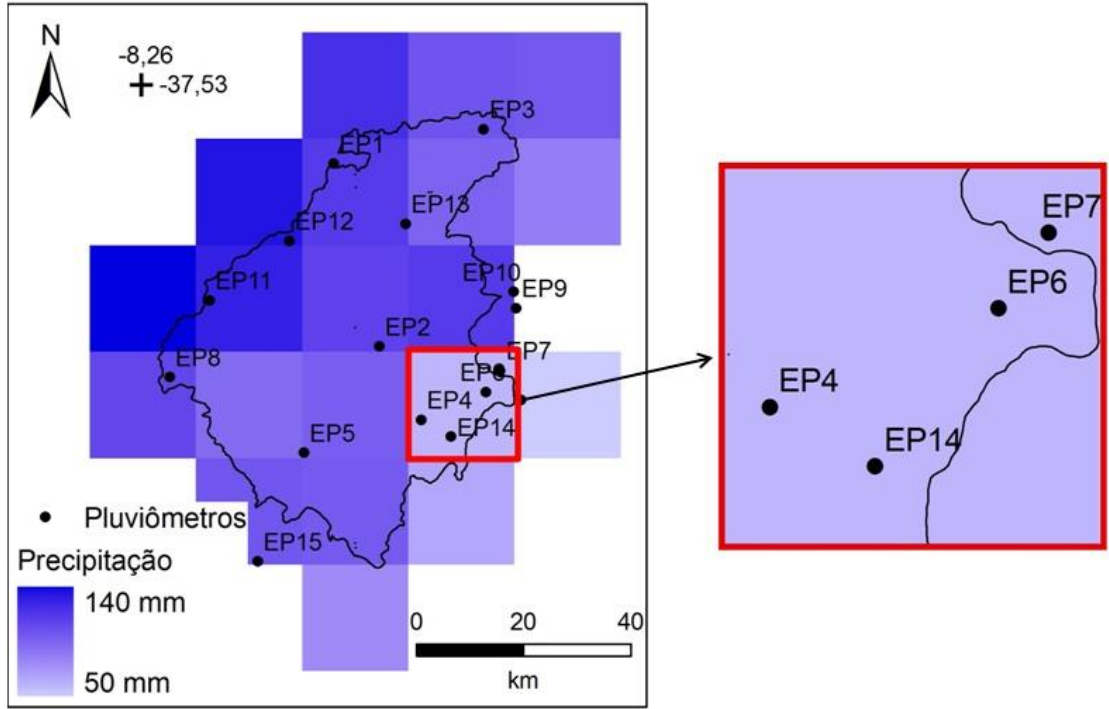


Figura 19 – Pixel selecionado do TRMM para aplicação da segunda abordagem de análise e os respectivos postos nele inseridos

Para validar a precisão dos dados do TRMM a partir das duas abordagens de investigação, foram utilizados os seguintes índices estatísticos: coeficiente de correlação de Pearson (CC), que reflete o grau de correlação linear entre as amostras observadas e dados estimados pelo satélite; a raiz do erro quadrático médio (REQM), que representa a magnitude média do erro; e a tendência ou viés (Bias), que descreve a tendência sistemática da estimativa da precipitação pelo TRMM.

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(E_i - \bar{E})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})^2}} \quad (9)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{n}} \quad (10)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n O_i} 100\% \quad (11)$$

onde E é a precipitação estimada pelo satélite; O é a precipitação observada no pluviômetro para validação; $\bar{E}$ e $\bar{O}$ são os valores médios das precipitações estimada e observada, respectivamente; i é o índice do número de pares; e n é o número total de comparações dos pares. Os critérios

qualitativos para a interpretação do CC foram baseados na classificação de Callegari-Jacques (2003), conforme descrito no Quadro 6.

Quadro 6 – Critérios de interpretação do CC, baseados na classificação de Callegari-Jacques (2003)

CC	Interpretação
0,00 – 0,30	Fraca correlação linear
0,30 – 0,60	Moderada correlação linear
0,60 – 0,90	Forte correlação linear
0,90 – 1,00	Muito forte correlação linear

5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.3.1 Comparação entre os valores mensais do TRMM e estações pluviométricas

Os valores mensais de precipitação, obtidos nas 15 estações pluviométricas distribuídas na BHRI e seu entorno, foram utilizados para efeito de comparação com os dados interpolados do TRMM, através do cruzamento de informações individuais entre os pontos das estações e os *pixels* dos dados do satélite. A Figura 20 mostra os diagramas de dispersão entre a precipitação mensal derivada do TRMM 3B43 e a precipitação mensal registrada em oito estações pluviométricas: EP1 (A) a EP8 (H). Nesse primeiro conjunto de estações, nota-se uma forte correlação positiva entre os dados mensais medidos e estimados pelo satélite, com coeficientes variando entre 0,68 e 0,92. Com exceção da estação EP7 (Figura 20G), todas as outras apresentaram um coeficiente de correlação superior a 0,70. Apenas a estação EP3 (Figura 20C), localizada no extremo norte da BHRI, apresentou um grau de associação com o TRMM superior a 0,80 (CC = 0,92).

A Figura 21 mostra o segundo conjunto de diagramas de dispersão entre as estações pluviométricas (EP9 a EP15) e os dados mensais de precipitação estimados pelo TRMM. No geral, assim como aconteceu com o primeiro conjunto de estações, os dados apresentaram forte correlação, variando entre 0,68 e 0,90. A exceção foi da estação EP15 (Figura 21 G), localizada na porção sul e fora dos limites da UP7, com grau de associação inferior a 0,60 (CC = 0,54), que indica uma correlação moderada. Ainda de acordo com o segundo conjunto de estações (Figura 21), as maiores relações entre as variáveis foram nas estações EP12, EP9 e EP13, com coeficientes de 0,83, 0,85 e 0,90, respectivamente. Essa variação dos coeficientes de correlação (Figura 20 e Figura 21) foi semelhante à de outros trabalhos realizados com o 3B43 e outros produtos do TRMM em diferentes regiões do planeta, como os desenvolvidos por Semire et al. (2012) e Adjei et al. (2012).

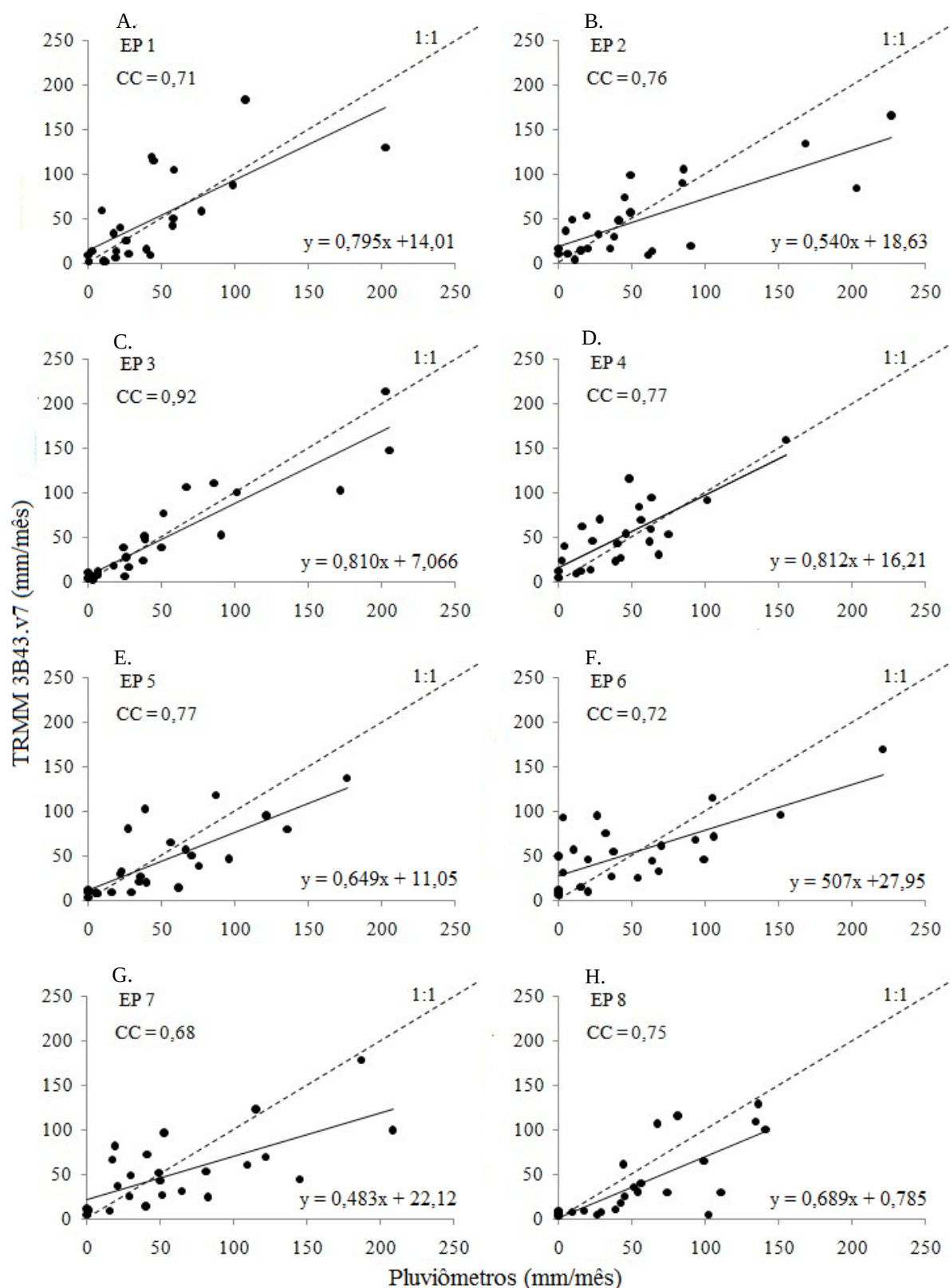


Figura 20 – Diagramas de dispersão entre a precipitação mensal observada nas estações EP1 (A) a EP8 (H) e os dados do produto 3B43 do TRMM para os anos 2011 e 2012

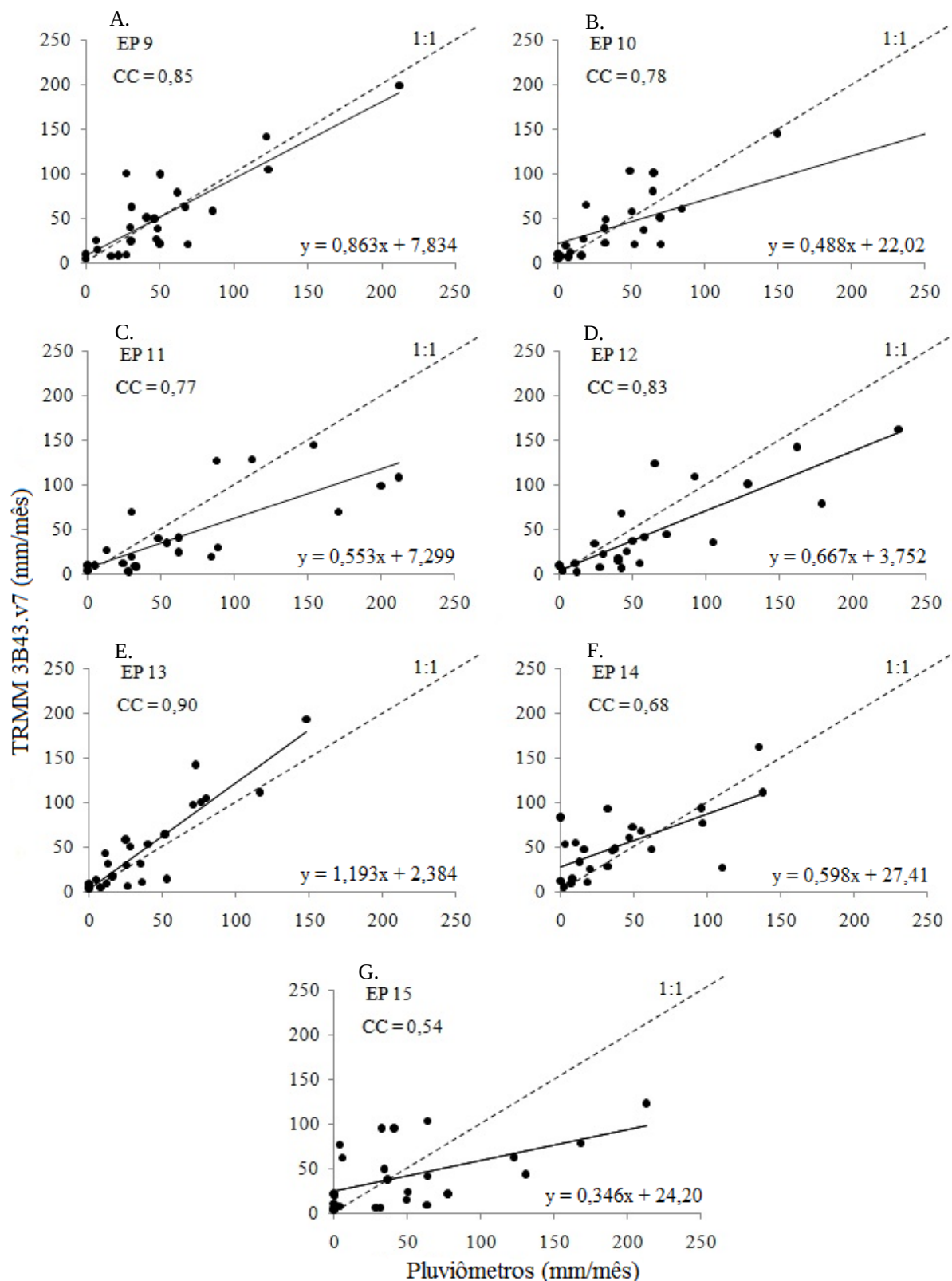


Figura 21 - Diagramas de dispersão entre a precipitação mensal observada nas estações EP9 (A) a EP15 (G) e os dados do produto 3B43.v7 do TRMM para os anos 2011 e 2012

As distribuições dos dados mensais do TRMM e das estações pluviométricas, apresentadas nas Figura 20 e Figura 21, mostram que a porção norte da bacia hidrográfica está mais bem representada pelos dados do TRMM, devido às melhores relações com os dados observados nas

estações EP3, EP9, EP12 e EP13, com coeficientes de correlação acima de 0,80, conforme mostra a distribuição espacial das estações na Figura 18.

Observando-se os dados mensais por estação da série trabalhada entre os anos 2011 e 2012, não é possível identificar uma tendência de superestimação ou subestimação dos eventos de precipitação do TRMM, já que a nuvem de pontos na maioria dos diagramas de dispersão (Figura 20 e Figura 21) está bem distribuída acima e abaixo da linha 1:1. No entanto, as retas de regressão mostram no geral que, na maioria dos postos pluviométricos (EP1, EP2, EP4, EP6, EP7, EP9, EP10, EP14 e EP15), quando a precipitação mensal é um pouco inferior a 50 mm por mês, há uma tendência de superestimativa dos dados do TRMM, com quase todos os interceptos das retas acima de zero.

A Figura 22 mostra que, durante os dois anos analisados, em sete estações pluviométricas (EP2, EP3, EP4, EP10, EP13, EP14 e EP15) o número de eventos em que houve superestimativa da precipitação do TRMM foi maior que o de subestimativa. Nessa perspectiva, as estações EP13 e EP14 foram as que apresentaram as maiores discrepâncias, com 16 eventos mensais de superestimativa. Por outro lado, as estações pluviométricas EP8, EP11, EP12, EP1, EP5 e EP7 apresentaram maiores eventos mensais de subestimativa do TRMM, com a estação EP8 apresentando a maior diferença (16 eventos de subestimativa). Em duas estações (EP6 e EP9), os números de eventos mensais de subestimativa e superestimativa foram iguais.

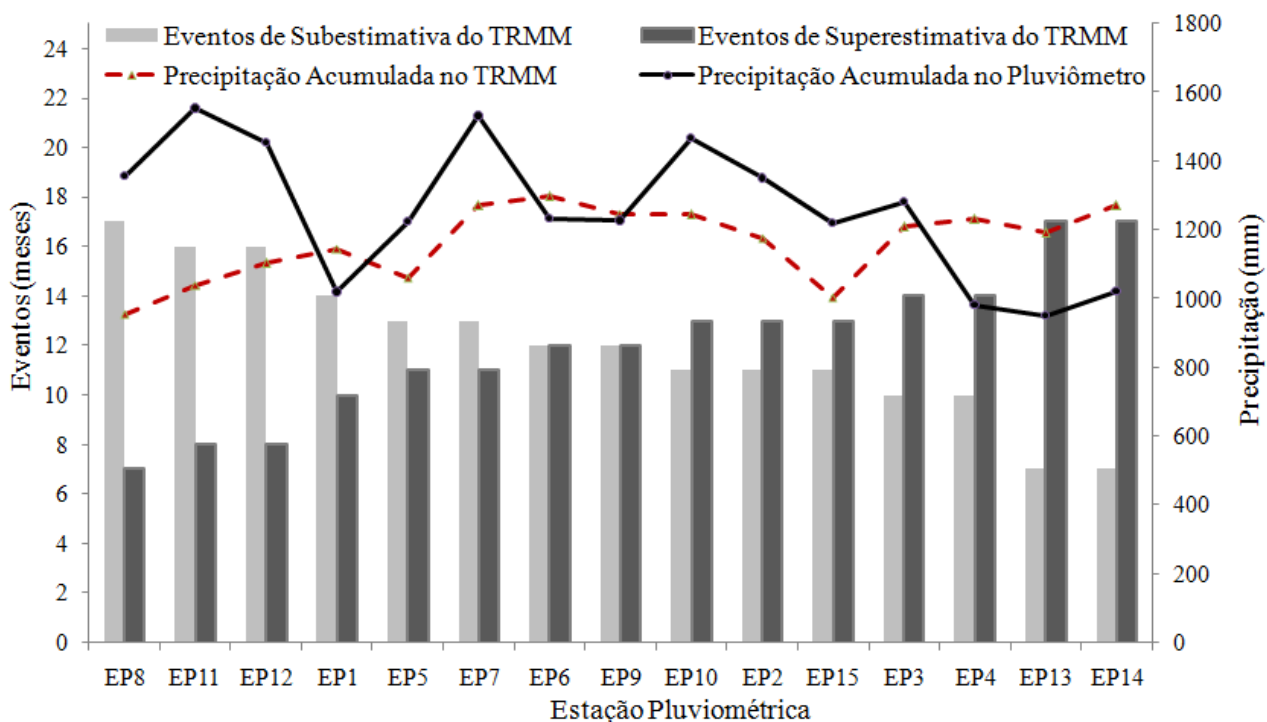


Figura 22 – Eventos de subestimativas e superestimativas do TRMM observados em cada estação pluviométrica e as respectivas precipitações acumuladas, registradas pelos pluviômetros e pelo satélite

Nota-se, ainda, de acordo com a Figura 22, que apesar do maior número de eventos subestimados do TRMM, a precipitação acumulada no posto pluviométrico EP1 foi inferior a do satélite. Isso mostra que quando há superestimação do TRMM nesse posto, as discrepâncias entre os valores observados e estimados são maiores. Esse fato ocorre com maior frequência quando há mais eventos de superestimativa do TRMM, com registro da precipitação acumulada nos pluviômetros EP10, EP2, EP15 e EP3 superior àquela derivada do satélite.

Em alguns estudos, como o realizado por Zeng et al. (2013), foram identificadas influências da altitude no desempenho do TRMM. A Figura 23 mostra os valores dos coeficientes de correlação para cada estação, dispostos em ordem crescente de elevação do relevo. A estação EP15, que apresentou o menor coeficiente de correlação entre os dados estimados e observados, está localizada no ponto mais baixo da bacia hidrográfica. No entanto, as estações com os maiores CC (EP13 e EP3) não estão localizadas nos pontos mais elevados da bacia hidrográfica. A EP13 (CC = 0,90), por exemplo, está situada em uma altitude intermediária (529 m), mas abaixo da elevação média (630 m) dos postos pluviométricos (Figura 23). Portanto, percebe-se que para a região estudada não há uma relação clara entre as elevações das várias estações e o coeficiente de correlação obtido, como também foi observado por Adjei et al. (2012) em sua área de estudo.

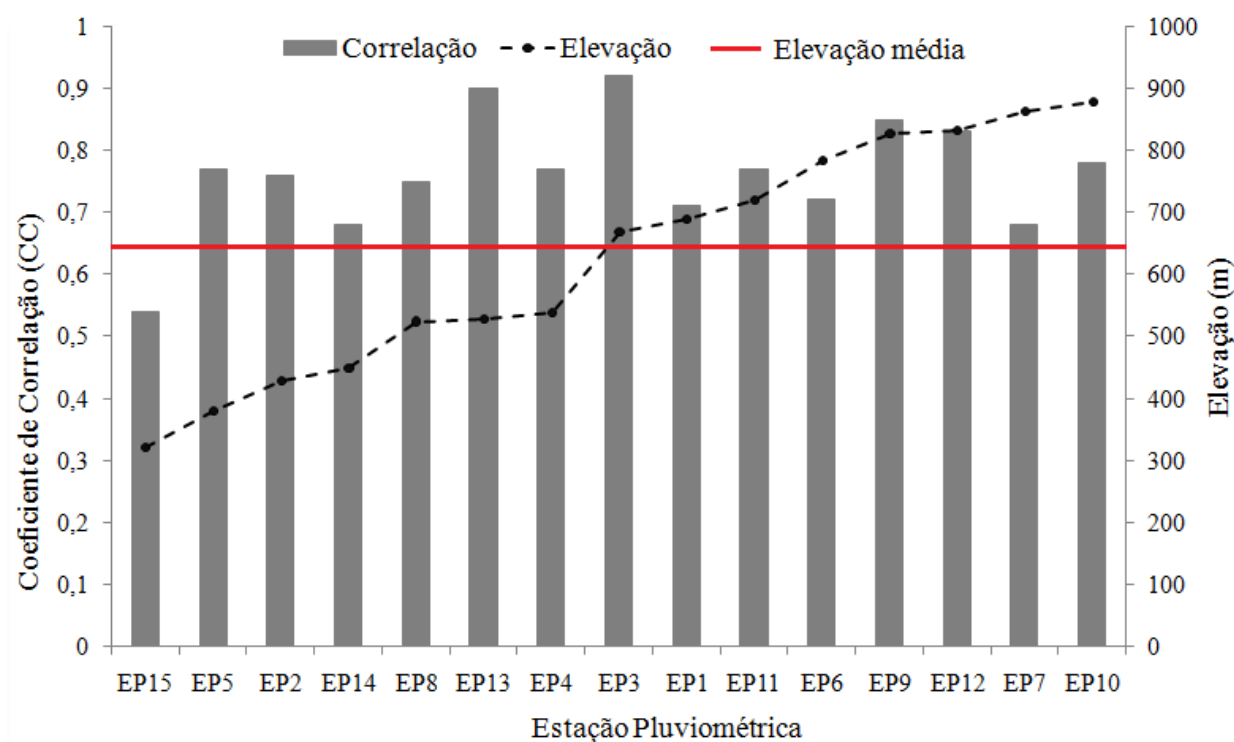


Figura 23 – Coeficientes de correlação entre os registros mensais de precipitação obtidos a partir do TRMM e os pluviômetros (2011-2012), com as respectivas elevações do terreno das estações

A Tabela 1 mostra a comparação anual entre as performances do TRMM e dos postos pluviométricos. As subestimações anuais do TRMM foram, na maioria das estações, abaixo de

25% do registrado nos postos pluviométricos, com uma estação excedendo esse limite em 2011 (EP11) e quatro em 2012 (EP7, EP11, EP12 e EP15). Em 2012, os vieses negativos foram mais discrepantes, alcançando valores superiores a 40% em três estações (EP8, EP11 e EP12). Por outro lado, apenas três ocorrências de superestimativa acima de 25% foram detectadas nos dois anos analisados, com a EP14, que atingiu um valor extremo em 2012 (82,4%). No geral, os resultados apresentados na Tabela 1 indicam uma tendência à subestimação (viés negativo) do TRMM para a BHRI nos dois anos analisados, principalmente em 2012, com viés médio de -7,9%.

Por fim, a Tabela 1 mostra que a média anual das precipitações registradas pelo TRMM nas estações pluviométricas foi de 832,1 mm (-77,3 mm) para 2011 e 326,7 mm (-44,1 mm) para 2012. Com uma maior compensação observada no ano hidrológico mais pobre (2012), por causa das maiores diferenças pontuais dos vieses entre o TRMM e os pluviômetros.

Tabela 1 – Comparação entre as performances do TRMM e dos pluviômetros na estimativa anual da precipitação na BHRI entre 2011 e 2012

2011				2012			
Estação	TRMM (mm)	Pluviômetro (mm)	Bias (%)	Estação	TRMM (mm)	Pluviômetro (mm)	Bias (%)
EP1	890,5	698	27,6	EP1	255,6	320,5	-20,2
EP2	847,5	936,5	-9,5	EP2	329,3	414,0	-20,5
EP3	921,4	1037,7	-11,2	EP3	287,7	244,6	17,6
EP4	796,4	684,9	16,3	EP4	434,4	351,0	23,8
EP5	776,4	884	-12,2	EP5	283,6	339,2	-16,4
EP6	800,4	825,5	-3,0	EP6	496,3	407,5	21,8
EP7	830,9	962,1	-13,6	EP7	439,3	568,5	-22,7
EP8	769,5	995	-22,7	EP8	184,4	361,5	-49,0
EP9	891,4	849,6	4,9	EP9	355,9	376,9	-5,6
EP10	903,3	1065,4	-15,2	EP10	341,0	401,3	-15,0
EP11	827,7	1141,0	-27,5	EP11	210,1	416,8	-49,6
EP12	868,4	1085,5	-20,0	EP12	234,7	432,0	-45,7
EP13	904,3	691,5	30,8	EP13	286,5	258,3	10,9
EP14	788,3	758,0	4,0	EP14	481,6	264,0	82,4
EP15	723,6	814,7	-11,2	EP15	280,6	406,3	-30,9
Média	832,1	909,4	-4,2	Média	326,7	370,8	-7,9

No acumulado de toda série utilizada, observa-se uma tendência de redução da grandeza dos vieses em algumas estações devido à anulação mútua entre as diferenças anuais positivas e negativas (Figura 24). Por esse motivo, as estações EP3, EP6 e EP9 apresentaram vieses quase

próximos a zero por cento. Dentre as três estações que apresentaram baixos vieses, duas possuem coeficientes de correlação superiores a 0,80, são elas a EP3 (CC = 0,92) e a EP9 (CC = 0,85).

Ainda de acordo com a Figura 24, em nove estações o TRMM subestimou os dados dos pluviômetros, já que apresentaram vieses negativos. Os maiores vieses negativos durante os 24 meses foram observados nas estações EP8 (-29,7%), EP11 (-33,5%) e EP12 (-32,5%), provocados pela elevada subestimativa em 2012, conforme citado anteriormente (Tabela 1). Todas as três estações que apresentaram os maiores vieses negativos estão localizadas no extremo oeste da bacia hidrográfica (Figura 18). Por outro lado, as maiores superestimativas foram detectadas nas estações EP4 (19,9%), EP13 (25,4%) e EP14 (24,3%), sendo que as duas primeiras estão localizadas bem próximas na região sudeste da BHRI.

Os valores da REQM variaram entre 24,1 e 50 mm, sendo que os maiores foram observados nas estações EP7, EP10 e EP15, todas acima de 40 mm (Figura 24). Dentre essas três estações, duas apresentaram coeficientes de correlação inferiores a 0,70, são elas: a EP7 e a EP15. Das quatro estações com menores extensões da variação dos dados, três têm coeficientes de correlação acima de 0,80, a saber: EP3, EP9 e EP13. No entanto, aparentemente não foi identificada uma relação entre o viés e a REQM com a distribuição espacial das estações pluviométricas, onde as análises foram realizadas nessa abordagem.

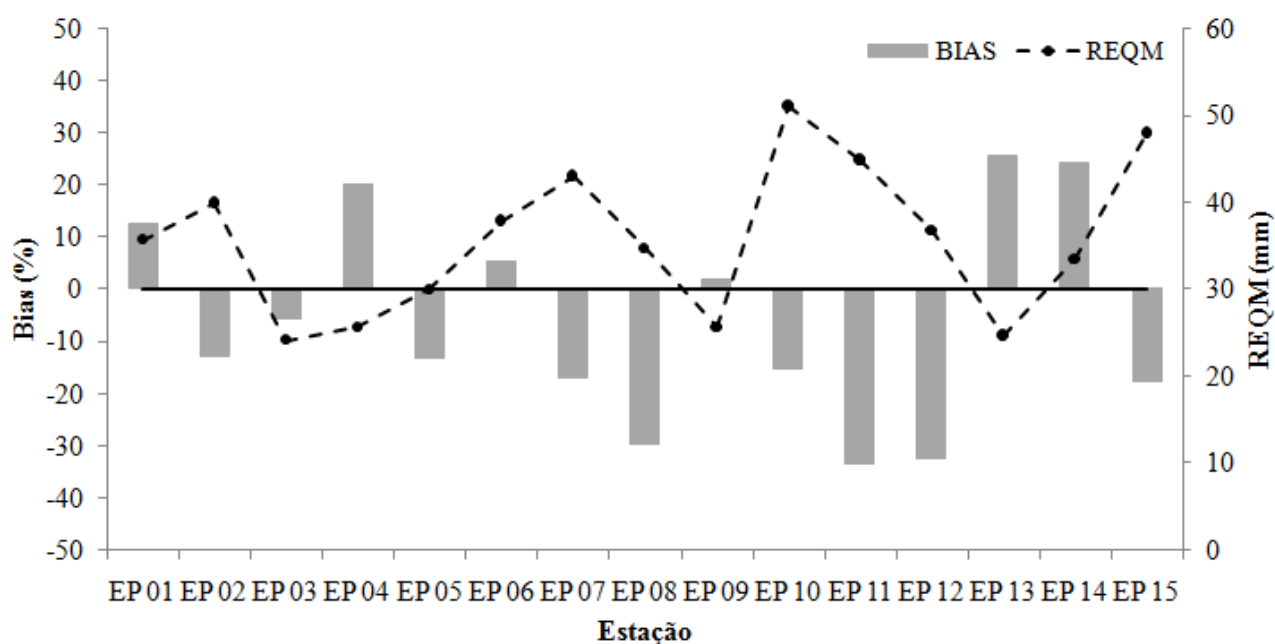


Figura 24 – Viés e REQM das 15 estações pluviométricas da BHRI no acumulado da série trabalhada, entre 2011 e 2012

5.3.2 Precipitação média para a BHRI

Para as análises da precipitação média mensal registrada na BHRI, todos os valores observados nos postos pluviométricos dentro e ao redor da área de estudo foram espacializados para ser utilizados. O método de espacialização escolhido nessa análise foi o dos polígonos de *Thiessen*, que estabelece as áreas de influência de cada pluviômetro e os seus respectivos pesos (Figura 25). De acordo com a Figura 25, os postos pluviométricos que exercem mais influência na bacia hidrográfica são, respectivamente, o EP5 (18,9%), o EP2 (14,7%) e o EP13 (12,4%). Juntas, as áreas de influência dessas três estações correspondem a 46% da BHRI, definindo os maiores pesos relativos para a precipitação média da área de estudo. Essas três estações apresentaram vieses relativamente baixos com os dados do TRMM, como mostrado na Tabela 1, com exceção da EP13 em 2011 (30,8%). Todas as três estações produziram fortes correlações positivas (superiores a 0,75) com os dados do satélite (Figura 20 e Figura 21).

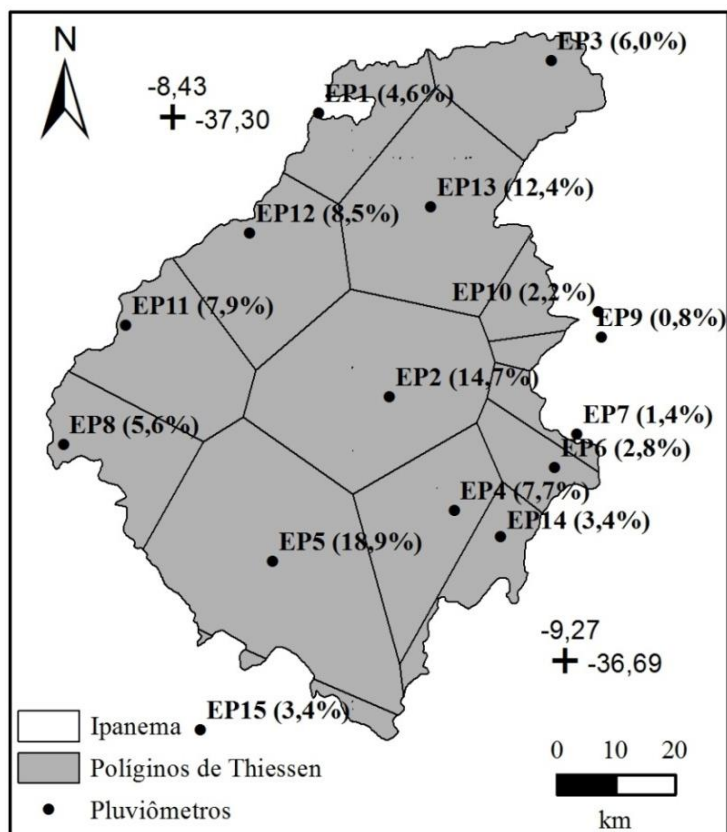


Figura 25 – Determinação das áreas de influência dos postos pluviométricos da BHRI pelo método de *Thiessen*

A Figura 26 mostra a comparação entre as séries temporais das precipitações médias mensais do satélite e dos pluviômetros, interpoladas para *downscaling* pelo IDW e espacializadas pelos polígonos de *Thiessen*, respectivamente. Observa-se, ainda, na Figura 26, que os dados de

distribuição mensal do TRMM apresentam certa concordância com os dados pluviométricos, pois conseguem acompanhar as maiores e menores precipitações registradas nos postos. Isso significa que o total de chuva captado na bacia hidrográfica está bem representado pelo conjunto de dados do TRMM.

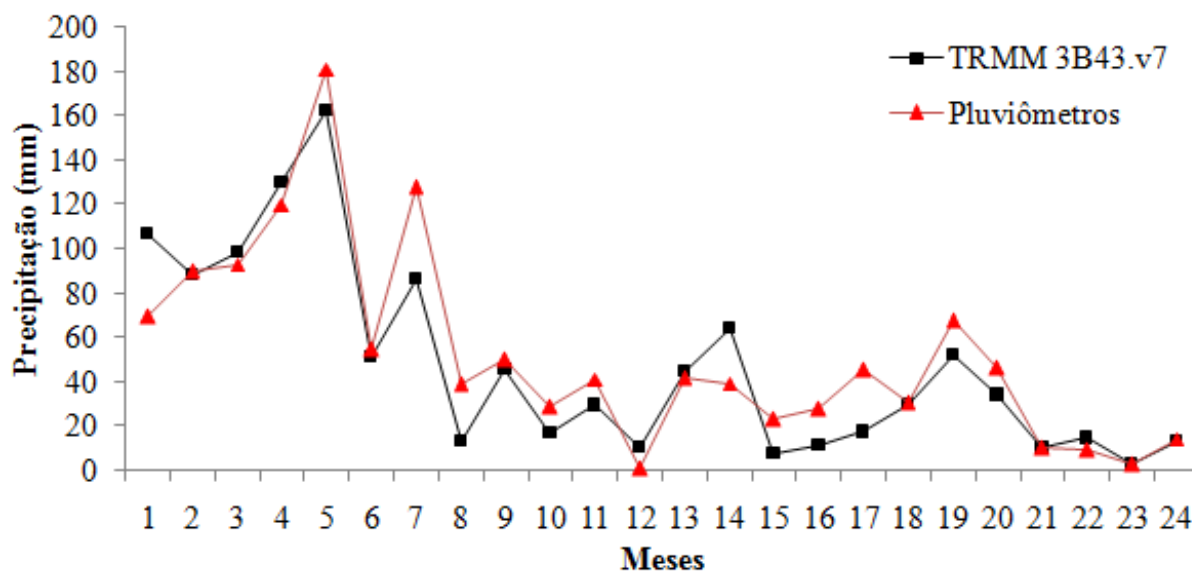


Figura 26 – Série temporal (2011-2012) das precipitações médias mensais obtidas a partir do TRMM e das estações pluviométricas, interpoladas pelo IDW e espacializadas pelos polígonos de Thiessen, respectivamente

No mês de maio de 2011, período úmido da região, foram observados, tanto pelos pluviômetros quanto pelo TRMM, os maiores valores de precipitação da série na BHRI (180,9 mm pelos pluviômetros e 162 mm pelo satélite) (Figura 26). Em 2012, os maiores volumes observados pelo TRMM e pelos pluviômetros foram, respectivamente, nos meses de fevereiro (64,4 mm) e julho (67,3 mm). Nesse ano, não foi possível identificar um período mais chuvoso bem definido na bacia hidrográfica, tendo em vista que esse foi um ano atípico seco (Figura 26). As precipitações mensais da Figura 26, acumuladas anualmente, expõem essa diferença interanual. Em 2011, as chuvas registradas pelo satélite e pelos postos pluviométricos nessa abordagem foram, respectivamente, 894,3 e 837,5 mm. Enquanto que em 2012, os acumulados pelo TRMM e pelos pluviômetros foram, respectivamente, 300,7 e 356,2 mm. Isso significa um volume precipitado inferior a 40% pelos dois métodos em 2012, quando comparado a 2011.

A Figura 27 apresenta as variações mensais dos erros absolutos do TRMM. Dos 24 meses analisados, 16 foram subestimados pelo satélite, com o restante sendo sobre-estimativa. A superestimação máxima aconteceu em janeiro de 2011, quando o erro absoluto foi de 37 mm, enquanto que a maior subestimação foi em julho de 2011 (-41,3 mm). No geral, percebe-se na Figura 27 um menor erro absoluto do TRMM nos meses do ano de 2012, devido aos baixos índices

pluviométricos, mesmo no período úmido da região, registrados nesse ano. Portanto, a maior disposição dos erros absolutos em 2011 está associada à ocorrência mais elevada de chuva na bacia hidrográfica. A disposição dos erros absolutos da Figura 27 não revela uma dependência clara de subestimação e superestimação sazonal intra-anual, tendo em vista que em meses mais chuvosos o TRMM superestimou e subestimou os dados dos pluviômetros.

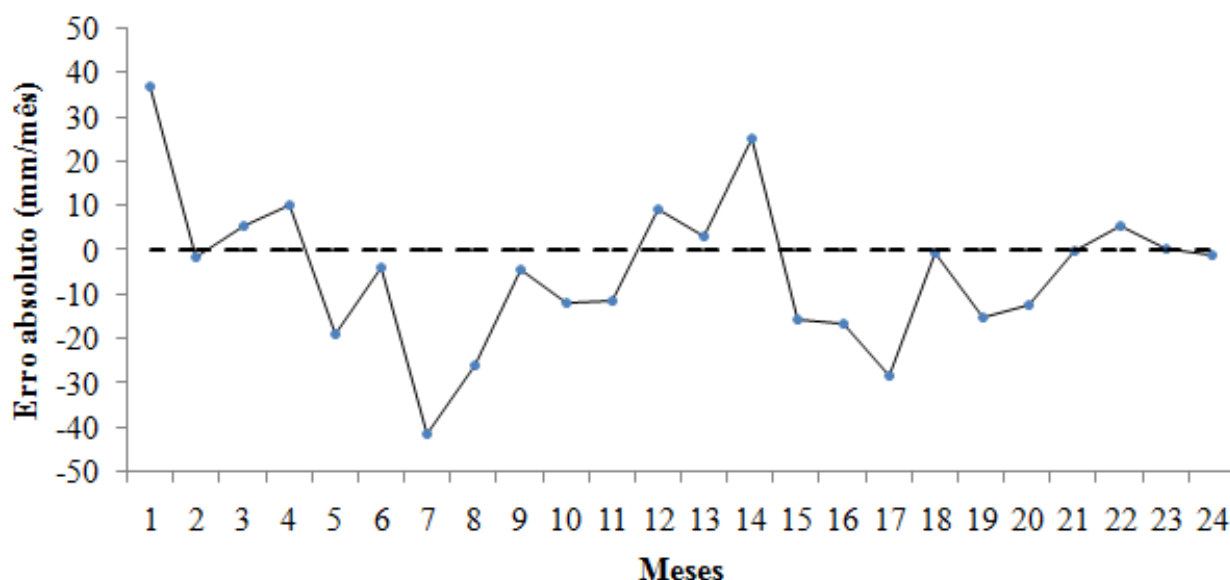


Figura 27 – Erro absoluto mensal médio do TRMM nos anos 2011 e 2012

Os índices estatísticos com os dados médios para toda a bacia hidrográfica são melhores que os resultados obtidos nas comparações individuais entre os pontos dos postos pluviométricos e os *pixels* interpolados do TRMM. A Figura 28 mostra o diagrama de dispersão das precipitações médias mensais na BHRI, obtidas a partir das informações das 15 estações pluviométricas. Nessa análise, a correlação positiva entre os dados observados e estimados pelo satélite foi muito forte ($CC = 0,93$). A reta de regressão abaixo da linha 1:1 ressalta a tendência de subestimação do TRMM no acumulado da série estudada, com baixo viés de -8,98% (Figura 28). Essa baixa magnitude do viés pode ter sido reduzida pela anulação mútua entre as diferenças positivas e negativas, como afirmaram Yong et al. (2010). No entanto, a REQM mostra que a extensão da variação dos dados mensais não é tão grande ($REQM = 17,1$ mm).

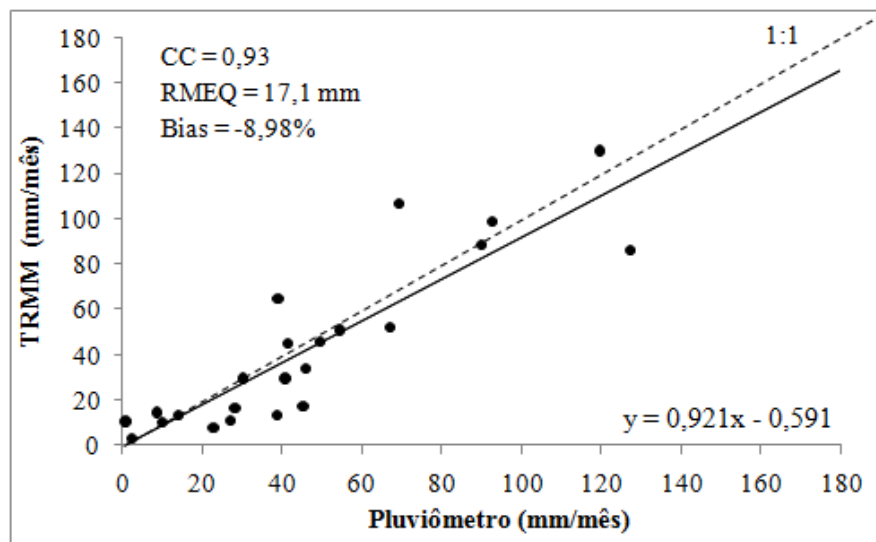


Figura 28 – Diagrama de dispersão entre as médias dos dados de precipitação das estações pluviométricas e do TRMM, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada

5.3.3 Comparação baseada em grade

Quando os produtos de grade do TRMM ($\approx 625 \text{ km}^2$) são comparados diretamente com os dados em escalas pontuais de medição, as diferenças de proporções entre as medidas contribuem para os erros de avaliação (YONG et al., 2010), principalmente em regiões com grande variabilidade espacial da precipitação. Por esse motivo, os índices estatísticos da análise pontual de cada posto pluviométrico foram mais pobres que os das análises da precipitação média mensal registrada na BHRI.

Para comprovar as discrepâncias entre os valores registrados nas estações pluviométricas na área de um *pixel* do produto 3B43 do TRMM, as precipitações das estações EP4, EP6, EP7 e EP14 foram selecionadas para efeito de comparação por estar inseridas dentro de uma mesmo ponto de grade do TRMM. A Figura 29AB mostra as diferenças entre as precipitações registradas em 2011 e 2012 nessas quatro estações. No mês úmido de julho de 2011, por exemplo, a desproporção entre os acumulados de chuva nas estações EP7 e EP14 chegou a mais de 110 mm (Figura 29A). Em agosto de 2012, os valores observados nas estações EP7, EP6, EP4 e EP14 foram de: 145, 99, 62 e 16 mm, respectivamente.

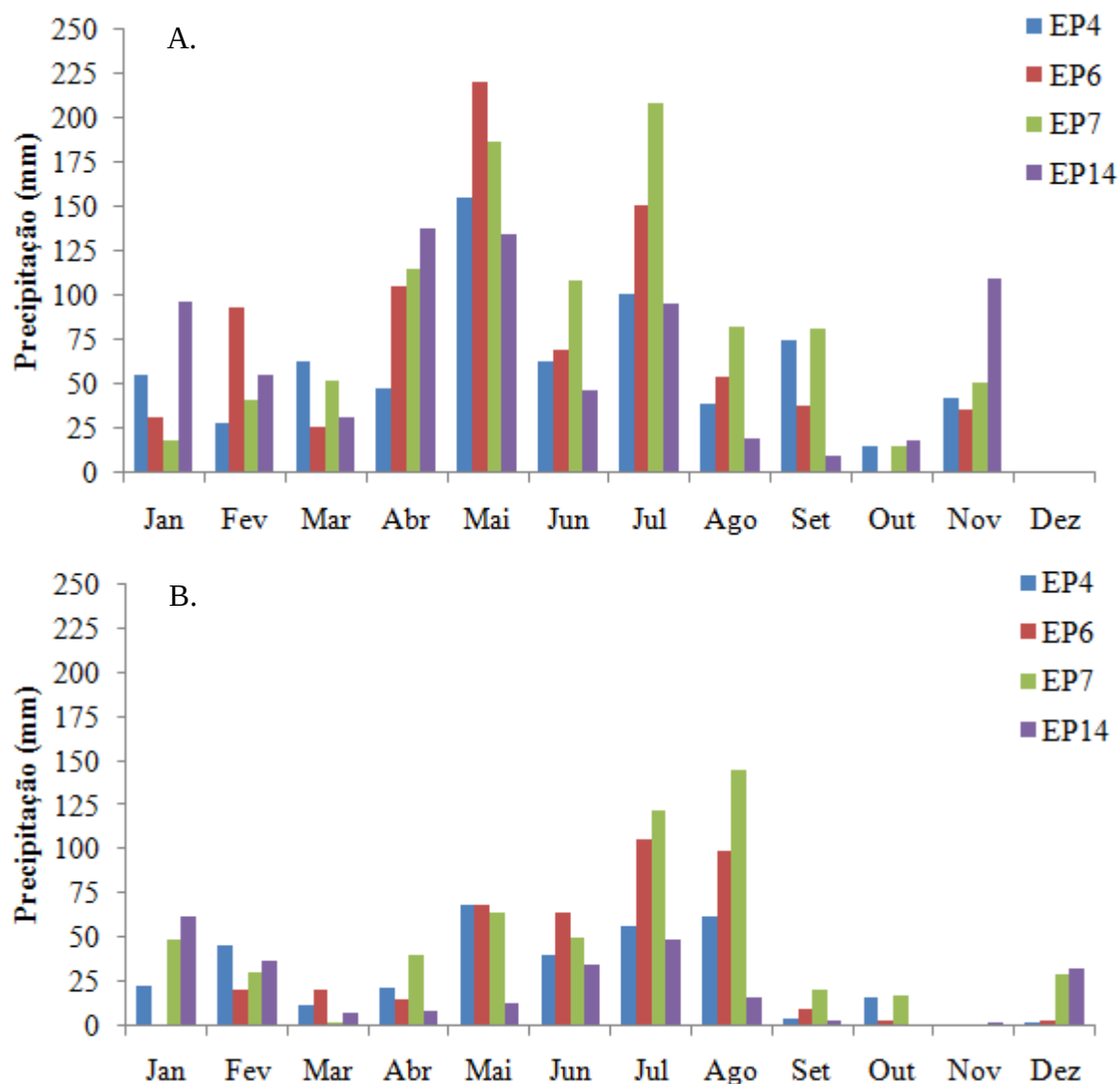


Figura 29 – Precipitação mensal registrada em 2011 (A) e 2012 (B) nos postos pluviométricos E4, EP6, EP7 e EP14

Para avaliar os erros de escala nesse *pixel* do TRMM, um valor médio das medições pontuais dos quatro pluviômetros foi calculado de acordo com as áreas de influência de cada posto e os seus respectivos pesos, definidos pelos polígonos de *Thiessen*. A Figura 30 mostra que as maiores áreas de influência dentro da porção do *pixel* inserida na BHRI são das estações EP6 (32,78%) e EP4 (28,20%), justamente as que apresentaram, dentre as quatro, os maiores coeficientes de correlação na análise ponto-*pixel*. No entanto, em nenhuma delas o coeficiente de correlação foi superior a 0,80 na outra abordagem, sendo que nas estações EP7 e EP14 esse índice foi inferior a 0,70.

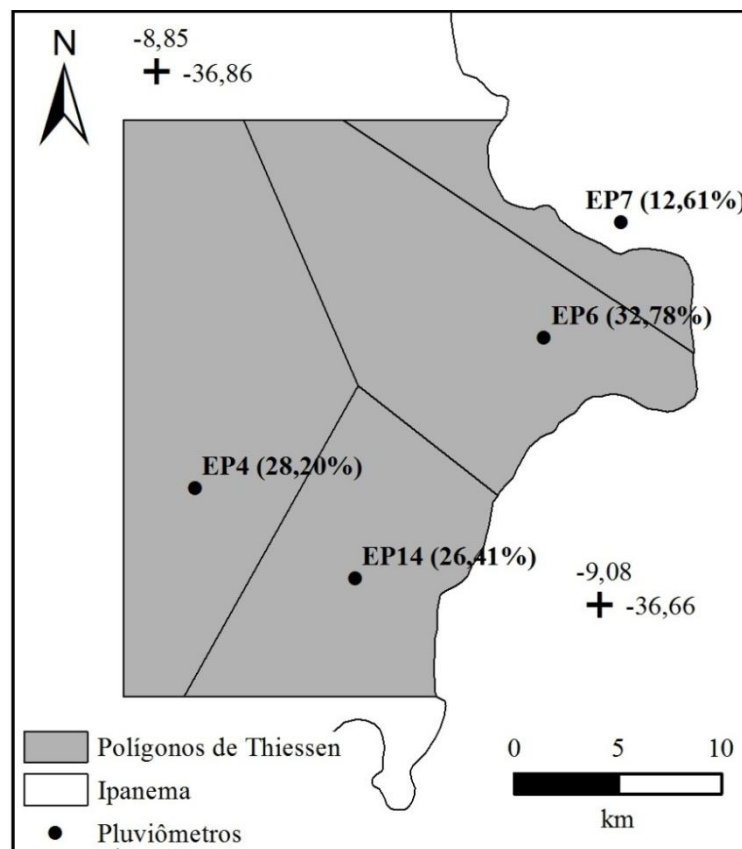


Figura 30 - Determinação das áreas de influência dos postos pluviométricos, pelo método de *Thiessen*, para a segunda abordagem de análise

As séries temporais das precipitações dessa segunda abordagem são apresentadas na Figura 31. No geral, nota-se que a distribuição mensal da precipitação do *pixel* do TRMM também apresentou certa concordância com a precipitação média dos quatro postos pluviométricos (Figura 31). As exceções aconteceram nos meses de setembro e outubro de 2012, quando o TRMM estimou precipitações de 77 e 120 mm, respectivamente, enquanto que as médias nos postos pluviométricos foram inferiores a 10 mm nesses dois meses. As precipitações mensais da Figura 31, acumuladas anualmente, expõem a maior diferença entre os dados observados e estimados no ano de 2012. Em 2011, as chuvas registradas pelo satélite e pelos postos pluviométricos nessa abordagem foram, respectivamente, 777,1 e 786,3 mm. Enquanto que em 2012, as acumuladas pelo TRMM e pelos pluviômetros foram, respectivamente, 557,0 e 374,0 mm. Isso representa um erro relativo para esse *pixel* de quase 50% em 2012.

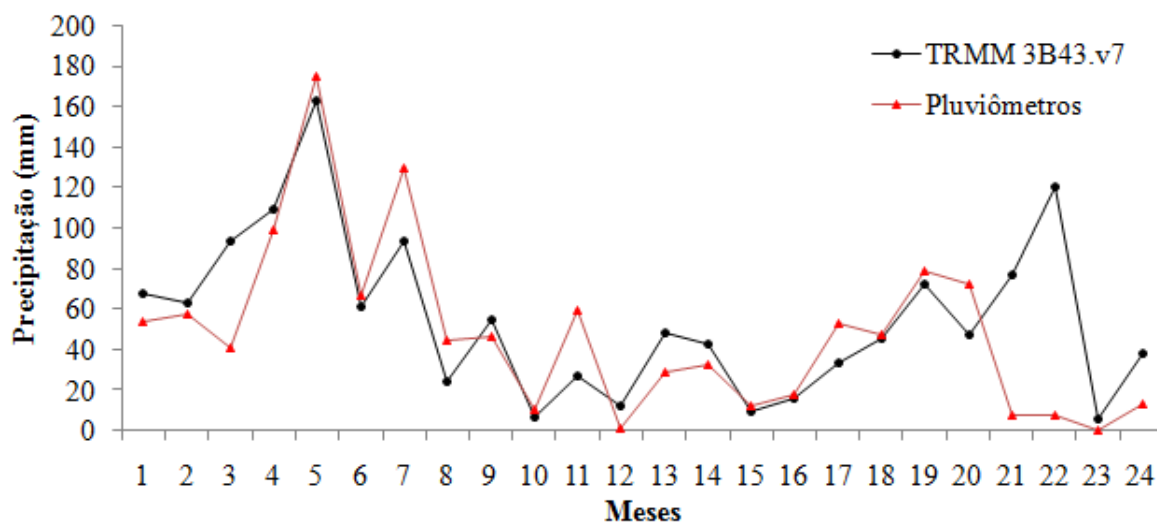


Figura 31 - Série temporal (2011-2012) com os dados de precipitação do *pixel* selecionada para a segunda abordagem e a média das estações EP4, EP6, EP7 e EP14

As variações mensais dos erros absolutos dessa grade do TRMM são mostradas na Figura 32. Dos 24 meses analisados, o satélite subestimou 12 e superestimou outros 12. As maiores superestimações aconteceram em setembro (69,20 mm) e outubro (113,06 mm), ambos de 2012, como foi citado anteriormente (Figura 32). A subestimação mais expressiva do TRMM aconteceu no mês de julho de 2011 (-36,08 mm), seguindo a tendência do TRMM de estimar em menos a precipitação nos períodos úmidos. Ao contrário do que aconteceu nas análises realizadas com as médias mensais para toda a bacia hidrográfica, a maior disposição dos erros absolutos não está associada à ocorrência mais elevada de precipitação nos postos pluviométricos da bacia hidrográfica, devido à estimativa excessiva do TRMM em meses secos na região, como setembro e outubro.

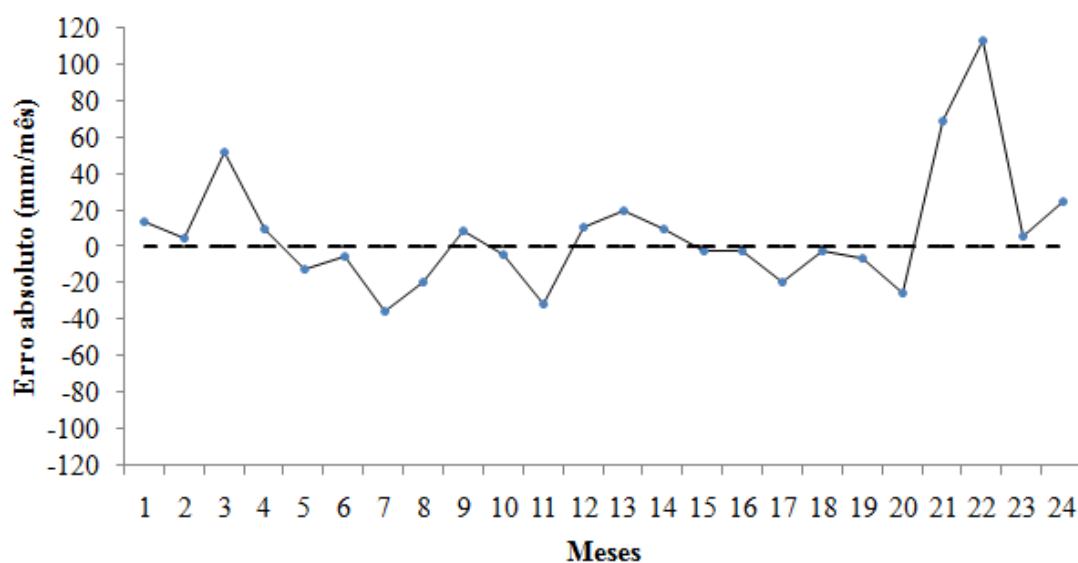


Figura 32 – Erro absoluto do *pixel* do TRMM utilizado na segunda abordagem

O diagrama de dispersão da Figura 33 mostra que o coeficiente de correlação dessa segunda abordagem ($CC = 0,68$) foi bem inferior ao obtido com as precipitações médias do TRMM e dos pluviômetros para toda a bacia hidrográfica. Nessa comparação, houve uma tendência de superestimação dos dados desse *pixel* na série trabalhada, com viés de 13%, e uma grande extensão da variação dos dados ($REQM = 32,8$ mm). A reta de regressão da Figura 33 mostra uma tendência de superestimação dos dados do TRMM quando os valores médios de precipitação observados nos pluviômetros são menores que 68 mm, com o intercepto da reta próximo a 25 mm.

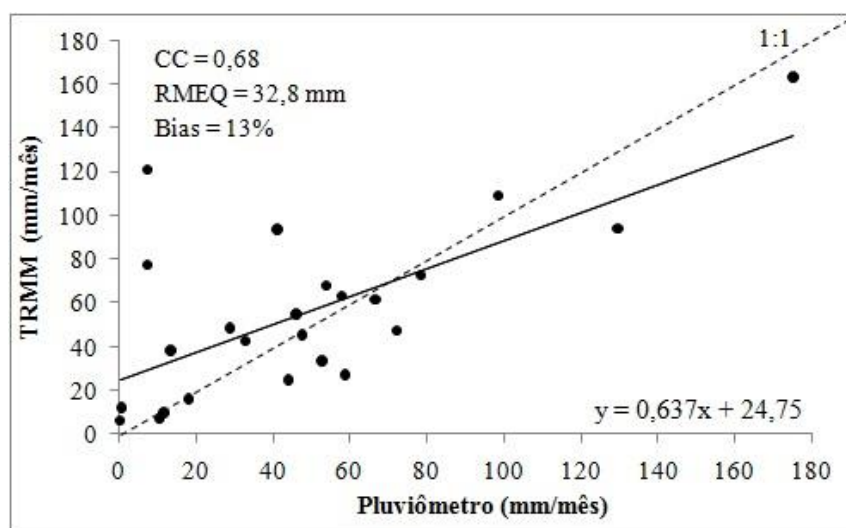


Figura 33 – Diagrama de dispersão entre os dados de precipitação do *pixel* selecionada para a segunda abordagem e a média das estações EP4, EP6, EP7 e EP14, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada

As estimativas excessivas dessa grade do TRMM nos meses de setembro e outubro de 2012 não foram observadas nos outros 19 *pixels* utilizados para cobrir a área de estudo. As Figura 92, Figura 93, Figura 94 e Figura 95, presentes no Apêndice B desta tese, mostram a distribuição mensal da precipitação na BHRI, obtida pelos dados do TRMM. Na Figura 95, pode-se observar a discrepância entre o valor do *pixel* utilizado na segunda abordagem e os demais *pixels*, que durante os mesmos meses de setembro e outubro estimaram precipitações inferiores a 10 mm.

Com a retirada desses dois meses da série, observa-se uma melhora significativa da correlação entre a média dos dados observados e o valor do *pixel* estimado pelo satélite, cujo coeficiente foi de 0,88 (Figura 34). A tendência na série, que antes era de superestimação dos dados, passa a ser de subestimação sem os meses de setembro e outubro de 2012, com viés de -1%. Como mostra a Figura 34, a extensão da variação dos dados mensais foi reduzida em quase 60% ($REQM = 19,4$ mm) sem esses dois meses, aproximando-se da que foi encontrada para os dados médios de toda a bacia hidrográfica.

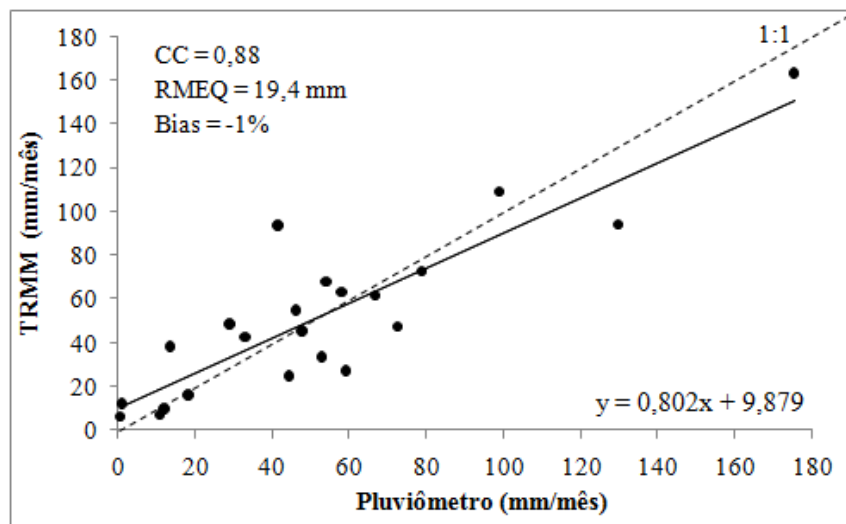


Figura 34 - Diagrama de dispersão utilizado para a segunda abordagem (Figura 33), retirando-se os meses de setembro e outubro de 2012, com os índices de CC, RMEQ e Bias da série utilizada

A Figura 35 mostra a distribuição anual da precipitação na área de estudo durante o período de realização desta pesquisa. No ano mais chuvoso (2011), os maiores volumes se concentraram na porção norte da BHRI, ultrapassando os 870 mm, com tendência de redução na direção sul, com valores mínimos acima dos 630 mm (Figura 35A). Na Figura 35B, nota-se uma grande redução da precipitação em 2012, com valores máximos (> 500 mm) observados na região sudeste da BHRI, influenciados pelo *pixel* que estimou excessivamente os dados dos pluviômetros EP4, EP6, EP7 e EP14. Por outro lado, na porção oeste da BHRI a precipitação foi inferior a 230 mm em 2012.

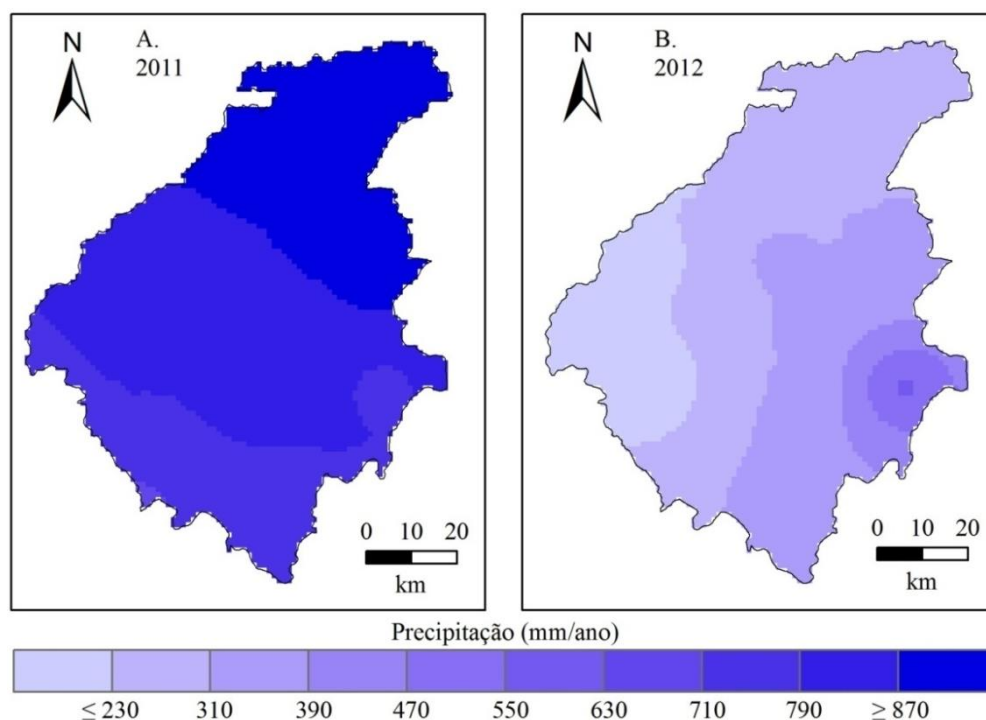


Figura 35 – Distribuição da precipitação na BHRI pelo TRMM 3B43.v7 nos anos 2011 (A) e 2012 (B)

CAPÍTULO 6

ESTIMATIVA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

O escoamento superficial corresponde ao segmento do ciclo hidrológico relacionado ao deslocamento das águas sobre a superfície do solo, resultado da interação entre a precipitação e a bacia hidrográfica. Trata-se, possivelmente, da fase mais estudada do ciclo hidrológico (VILLELA & MATTOS, 1975).

As grandezas físicas envolvidas no escoamento superficial podem ser influenciadas por diversas características, como a precipitação (intensidade e duração), o tipo de solo, a cobertura da terra e a declividade do terreno (LIU, 2004). O conhecimento detalhado desses processos pode resultar em utilizações eficientes das águas de superfície para diversas finalidades, como a construção de reservatórios para o abastecimento humano e o controle de enchentes.

Geralmente, o escoamento superficial é modelado propagando-se o excesso de precipitação, definido como sendo a diferença entre a intensidade de precipitação e a capacidade de infiltração do solo. Essa diferença, denominada de excesso de chuva, provoca um escoamento laminar que caracteriza o escoamento superficial Hortoniano, predominante nas regiões áridas e semiáridas (BERNDTSSON, 1987; DAWDY, 1991). A Figura 36 mostra um esquema do escoamento laminar provocado pelo excesso de precipitação em uma encosta.

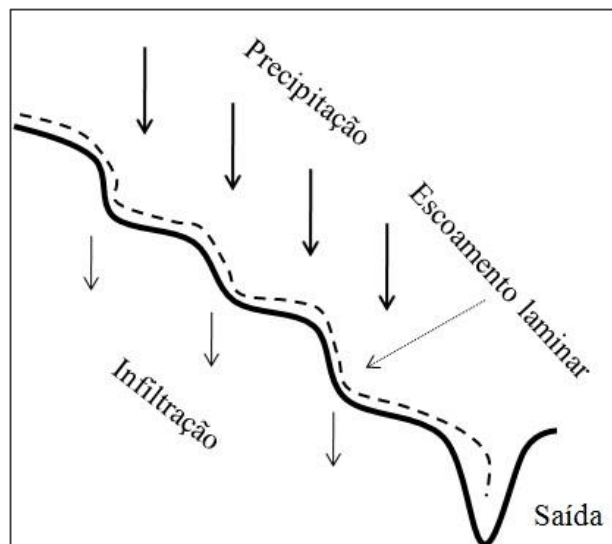


Figura 36 – Escoamento superficial Hortoniano produzido pelo excesso de precipitação em uma encosta
(Fonte: Adaptado de Chow et al., 1994)

Nas regiões úmidas, o principal mecanismo de geração de escoamento é a elevação do lençol subterrâneo, que satura o solo das camadas inferiores para a superfície, ou seja, de maneira inversa ao fluxo Hortoniano (CHOW et al., 1994). Esse tipo de escoamento é responsável pelo abastecimento dos cursos de água mesmo nos períodos sem ocorrências de precipitações.

Informações sobre a distribuição espacial e variação temporal do escoamento superficial em escala regional são essenciais para compreender a sua influência sobre a conservação e o desenvolvimento dos recursos da terra e da água (GUPTA & PANIGRAHY, 2008). No entanto, as técnicas convencionais para a medição do escoamento superficial são caras, demoradas e difíceis de ser obtidas, principalmente nas regiões áridas e semiáridas.

Diferentes métodos usando técnicas físicas, geomorfológicas e estatísticas têm sido desenvolvidos para determinar o escoamento superficial em bacias hidrográficas (EL-HAMES, 2012). Porém, muitos desses métodos requerem dados observados do escoamento superficial para a sua calibração, indisponíveis em algumas regiões. Nessas áreas desprovidas de dados medidos, faz-se necessária a implantação de outras técnicas, baseadas em fórmulas empíricas que não necessitam de medições hidrológicas.

Ao longo dos anos, alguns métodos baseados em fórmulas empíricas foram desenvolvidos. Dentre esses métodos, destaca-se o SCS-CN, fundamentado no conceito do escoamento superficial Hortoniano e adotado em várias regiões com distintos usos da terra e diferentes condições climáticas (RESHMIDEVI et al., 2008). Trata-se de um método bastante difundido pelos engenheiros, hidrólogos e gestores ambientais de bacias hidrográficas (DESHMUKH, 2013). Além disso, seu escopo original se tornou parte integrante de muitos modelos complexos para a avaliação do escoamento superficial em bacias hidrográficas, como destacaram Konstantinos & Valiantzas (2013).

6.1 PRINCÍPIOS DO MÉTODO SCS-CN

O método SCS-CN foi desenvolvido pelo antigo *Soil Conservation Service* (SCS), do *United States Department of Agriculture* (USDA), para estimar o escoamento superficial direto a partir de dados totais de precipitação. Trata-se de um método de fácil aplicação que requer dados básicos descritivos de entrada, que são convertidos em valores numéricos para estimar a precipitação excedente que não foi interceptada, armazenada em depressões e/ou infiltrada no solo (DESHMUKH et al., 2013).

O CN (*Curve Number*) é um parâmetro empírico que indica o potencial do escoamento superficial de uma determinada área em função das características hidrológicas dos solos, da cobertura da terra e da precipitação antecedente. Devido a esses requisitos básicos de entrada, lâmina precipitada e parâmetro empírico, o método SCS-CN apenas prevê a quantidade escoada em um determinado ponto, sem modelar as direções de fluxos ou a distribuição da precipitação através do tempo (MATEI, 2012).

Originalmente desenvolvido para áreas rurais dos Estados Unidos, com o passar do tempo o método SCS-CN ganhou credibilidade e foi difundido para ser empregado em diferentes áreas e nos mais variados países, como aplicaram Nagarajan & Basil (2014) em uma bacia hidrográfica urbana na Índia. No Brasil, o método SCS-CN foi utilizado por Carlesso et al. (2011) para ser comparado aos dados de escoamento superficial medidos por meio de precipitação simulada com intensidades variadas.

O SCS-CN, descrito detalhadamente pelo USDA (1986), é baseado na equação do balanço hídrico e em duas hipóteses fundamentais. A primeira hipótese estabelece que a razão entre a quantidade real de escoamento direto e o potencial máximo de escoamento (precipitação abstraída) é igual à razão entre a quantidade atual de infiltração e o potencial máximo de retenção. A segunda hipótese é que a abstração inicial é uma fração do potencial máximo de retenção. As equações que fundamentam o método são descritas a seguir:

$$E_s = P - (I_a + F) \quad (12)$$

$$\frac{E_s}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad (13)$$

$$I_a = \lambda S \quad (14)$$

onde P é a precipitação total (mm); I_a é a abstração inicial (mm), ou seja, todas as perdas antes do escoamento superficial começar (água retida em depressões, evapotranspiração, entre outras); F é a infiltração acumulada (mm); E_s é o escoamento superficial direto (mm); S é a capacidade máxima de armazenamento de água no solo (mm); e λ é o coeficiente de abstração inicial.

Combinando as Equações 13 e 14, tem-se a seguinte equação básica para o cálculo da altura do excesso de precipitação pelo método SCS:

$$E_s = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (15)$$

Os valores de I_a são muito variáveis, mas geralmente estão correlacionados aos parâmetros do solo e da cobertura da terra. A partir de diversos estudos em pequenas bacias hidrográficas, convencionou-se, como padrão do método recomendado para projetos, que o valor de I_a pode ser aproximado pela seguinte equação empírica:

$$I_a = 0,2S \quad (16)$$

Removendo I_a como um parâmetro independente, essa aproximação permite o uso de uma combinação de S e P para produzir um valor único de escoamento. Substituindo a Equação 16 na Equação 15, tem-se:

$$E_s = \frac{(P - 0,2S)^2}{(P + 0,8S)} \quad (17)$$

Baseado em gráficos experimentais do escoamento superficial direto em função da precipitação, aproximações foram observadas entre essas duas variáveis do ciclo hidrológico à medida que a precipitação aumentava. As proporções dessas aproximações são baseadas na capacidade do solo armazenar água e na intensidade da infiltração. Portanto, há a necessidade de uma estimativa média para a variável desconhecida S, relacionada ao solo e às condições de cobertura da bacia hidrográfica.

Com o propósito de tornar essa estimativa prática, foi criado pelo SCS o parâmetro empírico adimensional CN, que representa os efeitos da combinação do grupo hidrológico do solo com o tipo de cobertura da terra sobre o escoamento superficial. A relação entre CN e S é inversa, como mostra a seguinte equação:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (18)$$

Os limites da CN variam entre 0 e 100. Para uma CN igual a 100, a abstração não é possível, com escoamento superficial sendo igual à precipitação total. Por outro lado, CN igual a 0 é encontrado em áreas totalmente permeáveis, com potencial de armazenamento tão elevado que não existe escoamento superficial. Na prática, os valores da CN variam entre 40 e 98, utilizados com números inteiros, como ressaltou o USDA (1986).

Os principais fatores que determinam a CN, descritos em detalhes a seguir, são: o grupo hidrológico do solo e o tipo de cobertura da terra, ambos associados a uma condição de umidade antecedente.

6.1.1 Grupo hidrológico do solo

Com a finalidade de representar a influência das propriedades do solo no processo de escoamento superficial, uma classificação hidrológica dividida em quatro grupos (A, B, C e D) foi desenvolvida para o método SCS-CN. As características de cada grupo, que indicam uma

capacidade de infiltração e uma taxa de transmissão de água através do solo, são descritas no Quadro 7.

Quadro 7 – Grupos hidrológicos definidos para o SCS-CN (USDA, 1986)

Grupo	Características	Taxa de infiltração (mm/h)
A	Solos com baixo potencial de escoamento, contendo alta taxa de infiltração uniforme quando completamente molhados e alta transmissão de água. Consiste principalmente de areia ou cascalhos, ambos profundos e excessivamente drenados.	> 7,62
B	Solos moderadamente profundos a profundos, com drenagem razoavelmente boa e taxa de infiltração moderada quando completamente molhados. Textura moderadamente fina a moderadamente grossa e uma razoável taxa de transmissão de água.	3,81 – 7,62
C	Solos contendo baixa taxa de infiltração quando completamente molhados, principalmente com camadas que dificultam o movimento da água através das camadas superiores para as inferiores. Textura moderadamente fina e baixas taxas de infiltração e transmissão de água.	1,27 – 3,81
D	Solos que possuem alto potencial de escoamento, com taxas de transmissão e infiltração muito baixas quando completamente molhados. Solos com permanência do lençol freático elevado, alto teor de argilas duras e presença de argilas expansivas como material impermeabilizante.	< 1,27

Os grupos do Quadro 7 foram baseados na premissa de que os perfis do solo com características semelhantes (textura, espessura, estrutura, grau de expansão quando saturado e conteúdo de matéria orgânica) respondem de forma similar à precipitação de longa duração e intensidade considerável. Os quatro grupos hidrológicos foram estabelecidos pelo SCS (1972) e estão disponíveis para todos os tipos de solos dos Estados Unidos, com descrições e localizações detalhadas. No entanto, algumas modificações de grupos hidrológicos já foram realizadas para os solos norte-americanos, listadas, por exemplo, em quadros atualizados que foram disponibilizados pelo USDA (1986). Preocupados com possíveis inconsistências, trabalhos posteriores, como o realizado por Langan & Lammers (1991), têm avaliado a efetividade dos grupos hidrológicos propostos originalmente para solos dos Estados Unidos.

Com o intuito de realizar uma simplificação da classificação hidrológica, Brakensiek & Rawls (1983) estabeleceram uma relação entre os grupos definidos para o SCS-CN e as classes texturais dos solos, como mostra o Quadro 8. Essa simplificação foi realizada devido às alterações que a urbanização pode provocar nos perfis dos solos e nos grupos hidrológicos.

Essas alterações provocadas nos perfis dos solos e nos grupos hidrológicos foram detectadas por Reistetter & Russell (2011), que encontraram diferenças significativas entre os valores tradicionais da CN disponíveis para os Estados Unidos e os valores por eles estabelecidos a partir de um conjunto de dados de cobertura do solo advindos de imagens de satélite de alta resolução da região da Flórida.

Quadro 8 – Grupos hidrológicos e respectivas classes texturas estabelecidas por Brakensiek e Rawls (1983)

Grupo Hidrológico	Classe textural
A	Areia, areia-franca ou franco-arenosa
B	Franco ou franco-siltosa
C	Franco-argiloarenosa
D	Franco-argilosa, franco-argilosiltosa, argiloarenosa, argilosiltosa ou argila

As características gerais dos quatro grupos hidrológicos dos solos, inicialmente propostas para os Estados Unidos, ainda são muito utilizadas no Brasil. Porém, as diferenças existentes entre os solos dos dois países podem conduzir a erros a quem aplica o método SCS-CN em território brasileiro.

Preocupados com as possíveis inconsistências das interpretações subjetivas dos grupos hidrológicos estabelecidos pelo SCS (1972) no Brasil, alguns trabalhos propuseram novas classificações hidrológicas para os solos brasileiros (LOMBARDI NETO et al., 1989; SARTORI et al., 2005; SARTORI, 2010). Dentre essas novas classificações, destaca-se a de Sartori (2010), baseada em propriedades dos solos disponíveis nos boletins de levantamento e na classificação dos solos. Nessa nova classificação dos grupos hidrológicos, também foram utilizadas informações de 58 perfis de solos do Brasil, incluindo dados de condutividade hidráulica saturada. A combinação dessas informações resultou no desenvolvimento de dezenove critérios de classificação hidrológica dos solos, apresentados no Quadro 9. A descrição detalhada de cada critério, que inclui alguns solos de referência, pode ser obtida em Sartori (2010).

Quadro 9 – Classificação dos grupos hidrológicos para os solos brasileiros, proposta por Sartori (2010)

Lençol freático	Camada restritiva (cm)		Demais características do solo	GHS
	Forte	Moderada		
> 100 cm	> 100	> 100	Textura arenosa em todo o perfil do solo hidromórfico bem drenado.	A
			Textura arenosa ou média (< 20% de argila) até a camada restritiva.	A
			Textura média a muito argilosa, com baixa atividade coloidal e elevado teor de FeO e/ou propriedades ácricas.	A
> 100 cm	---	50 e 100	Textura arenosa ou média até a camada restritiva moderada e argila com baixa atividade coloidal.	B
			Textura média a muito argilosa, com baixa atividade coloidal e elevado teor de FeO e/ou propriedades ácricas.	B
			Textura arenosa ou média até a camada restritiva moderada e argila com alta atividade coloidal.	C
> 100 cm	---	≤ 50	Textura arenosa a muito argilosa com mudança abrupta e baixa atividade coloidal de argila.	C
			Textura média, argilosa ou muito argilosa até a camada restritiva moderada e baixa atividade coloidal de argila.	C
			Textura arenosa a muito argilosa com mudança abrupta e alta atividade coloidal de argila.	D
> 100 cm	---	Ausente	Textura argilosa/argilosa ou argilosa/muito argilosa, com baixa atividade coloidal e razão textural menor que 1,5.	B
			Textura média/média, média/argilosa ou argilosa/muito argilosa, com baixa atividade coloidal da argila.	B
			Textura argilosa/muito argilosa, com baixa atividade coloidal, baixo/médio teor de FeO e não ácido.	B
			Horizonte B incipiente, com características morfológicas semelhantes a do horizonte subsuperficial latossólico.	B
			Textura média/média, média/argilosa ou argilosa/muito argilosa, com alta atividade coloidal de argila.	C
			Textura média/argilosa, argilosa/argilosa ou argilosa/muito argilosa e horizonte vértico.	D
> 100 cm	50 e 100	---	Textura arenosa a muito argilosa, com baixa atividade coloidal de argila; ou média com argila de alta atividade.	C
			Textura média (≥ 20% de argila), argilosa ou muito argilosa, com alta atividade coloidal de argila.	D
> 100 cm	≤ 50	---	---	D
≤ 100	---	---	---	D

6.1.2 Condições de umidade antecedente

No método SCS-CN, o índice de um potencial escoamento superficial antes de um evento de precipitação também é levado em consideração. O procedimento convencional do método estabelece que, de acordo com a precipitação acumulada ou efetiva dos cinco dias anteriores à estimativa da CN, as condições de umidade antecedente (CUA) devem ser divididas em três classes, como descrito pelo SCS (1972). Na CUA I, os solos estão secos, mas com umidade suficiente para ser arados e cultivados; na CUA II, os solos estão com umidade média, devido à ocorrência de cheias em numerosos casos; na CUA III, os solos estão quase saturados, devido à ocorrência de precipitações nos últimos 5 dias.

A abordagem baseada em valores pré-definidos da CN para as precipitações dos últimos 5 dias não é mais recomendada pelo USDA (1986). Ao invés disso, foi adotado o conceito de condição de escoamento antecedente, que deve levar em consideração as características locais, como o clima, os solos e a cobertura da terra, para determinar os valores limites de chuva acumulada que definem as classes I, II e III (SCHÄFER, 2012). A classe II é aceita como a condição de referência, que serve como base para os quadros da CN publicados oficialmente (HAWKINS et al., 2010). Para os cálculos dos CN's nas condições secas e úmidas, as seguintes relações foram desenvolvidas:

$$CN(I) = \frac{4,2CN(II)}{10 - 0,058CN(II)} \quad (19)$$

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0,13CN(II)} \quad (20)$$

6.1.3 Cobertura e tratamento da terra

No método SCS-CN, os efeitos das condições da superfície da bacia hidrográfica são avaliados por meio das classes de usos e tratamentos da terra (USDA, 2002). As classes de uso da terra envolvem todo tipo de vegetação, restos de culturas, solo exposto, água e superfícies impermeáveis. O tratamento da terra é aplicado principalmente em terras agrícolas, com distinções entre as práticas mecânicas (contorno e terraceamento) e de manejo (controle de pastoreio e rotação de culturas).

6.1.4 Determinação dos complexos e CN's

A combinação entre um grupo hidrológico do solo e uma cobertura e tratamento da terra forma um complexo hidrológico. Cada complexo hidrológico possui um valor do parâmetro CN, atribuído a partir de eventos de chuva-escoamento observados em bacias hidrográficas americanas, para indicar o seu potencial de escoamento superficial (SCS, 1972).

Devido à variabilidade amostral do parâmetro CN, um valor mediano para representar as condições da bacia hidrográfica foi usado como referência para um complexo particular. Valores médios da CN foram atribuídos aos complexos hidrológicos presentes em mais de uma bacia hidrográfica. Complexos ou subgrupos hidrológicos sem dados observados tiveram os valores de CN estimados a partir de interpolações em gráficos.

Todos os complexos hidrológicos e seus respectivos valores médios da CN estão dispostos em três quadros disponíveis no USDA (2004), divididos, de acordo com as suas características, em: áreas rurais, áreas urbanas e pastagens áridas e semiáridas. Dois quadros complementares também estão disponíveis para complexos hidrológicos do Havaí e Porto Rico. O Quadro 10 mostra os valores da CN para alguns complexos hidrológicos das bacias hidrográficas com características rurais.

Quadro 10 – Valores da CN disponíveis no USDA (2004) para bacias hidrográficas rurais com condição de escoamento II e abstração inicial 0,2

----- Descrição da cobertura -----			CN para o GHS			
Tipo de cobertura	Tratamento	Condição Hidrológica	A	B	C	D
Sem cultivo	Solo exposto	---	77	86	91	94
	Resíduos de culturas	Deficiente	76	85	90	93
		Boa	74	83	88	90
Pastagem	---	Deficiente	68	79	86	89
	---	Regular	49	69	79	84
	---	Boa	39	61	74	80
Capoeira	---	Deficiente	48	67	77	83
	---	Regular	35	56	70	77
	---	Boa	30	48	65	73
Bosques	---	Deficiente	45	66	77	83
	---	Regular	36	60	73	79
	---	Boa	30	55	70	77
Combinação de bosques e gramíneas	---	Deficiente	57	73	82	86
	---	Regular	43	65	76	82
	---	Boa	32	58	72	79

Para alguns usos da terra e grupos hidrológicos do solo, o valor da CN não está disponível nos manuais, sendo necessária uma estimativa. Por esse motivo, várias pesquisas estão sendo

desenvolvidas em regiões distintas para estimar os valores da CN a partir de dados observados e mediante diferentes cenários de uso e ocupação da terra.

Jung et al. (2012), por exemplo, estimaram os valores da CN a partir de dados de precipitação e escoamento superficial medidos, tendo em vista que o potencial de escoamento superficial nos campos de plantação de arroz não havia sido estabelecido pelo método original. Os valores da CN encontrados para esse estudo nas condições de umidade antecedente I, II e III foram, respectivamente, 69, 86 e 95.

A partir de dados observados de precipitação e escoamento superficial, pesquisas recentes também têm procurado calibrar e validar o parâmetro CN em pequenas bacias hidrográficas rurais na região semiárida do Brasil (ALMEIDA et al., 2012; ARAÚJO NETO et al., 2012). Mesmo com base nesses dados observados, os valores encontrados para diferentes manejos da Caatinga foram similares aos da literatura, disponíveis nos manuais. Para duas bacias hidrográficas na região semiárida do Ceará, por exemplo, Almeida et al. (2012) encontraram valores da CN de 78,4 e 85,5 para coberturas de Caatinga raleada e pastagem, respectivamente, ambas com condições médias de umidade anterior e solos do grupo hidrológico C. Tais valores são próximos aos dos complexos hidrológicos campos permanentes com vegetação esparsa e pastagem com condições de superfície pobre, disponíveis na USDA (1986).

Para solos do grupo hidrológico D e condição de escoamento II, os valores da CN obtidos por Araújo Neto et al. (2012) para a Caatinga nativa, Caatinga raleada e pastagem foram, respectivamente: 75,4, 72,3 e 88,5. Os valores desse estudo são semelhantes aos disponíveis na literatura para os seguintes complexos hidrológicos: florestas normais, campos permanentes com vegetação esparsa e pastagem com condições de superfície pobre.

6.1.5 Utilização do SIG no cálculo do escoamento superficial

O SIG tornou-se, devido à sua capacidade de lidar com uma grande quantidade de dados espaciais e atributos, uma ferramenta fundamental na modelagem hidrológica. O mesmo é capaz de ajudar a agregar parâmetros de diferentes fontes, como os necessários para determinar a lâmina do escoamento superficial (MAHMOUD et al., 2014). Devido à sua eficiência e interatividade, o método SCS-CN também está sendo cada vez mais utilizado em ambiente SIG para calcular, de forma automática, os valores do parâmetro CN a partir de dados de entrada espacialmente distribuídos de campo ou sensores remotos.

Nagarajan & Poongothai (2012) simularam a lâmina do escoamento superficial, usando o método SCS-CN com técnicas de SR e SIG, em uma bacia hidrográfica na Índia que dispõe de poucos dados observados. Após a geração dos mapas-base como dados de entrada, os valores

mensais e anuais do escoamento da bacia hidrográfica foram obtidos a partir dos diários. Alguns eventos observados nos períodos de monções foram comparados aos resultados obtidos pelo modelo e se mostraram convergentes. Devido aos bons resultados, os autores recomendaram a aplicação dessa metodologia em ambiente SIG, principalmente nas bacias hidrográficas indianas com características geológicas e hidrológicas semelhantes.

Xiao et al. (2011) integraram o método SCS-CN ao SIG para calcular a lâmina do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica da China. Devido à heterogeneidade da região, a aplicabilidade do método SCS-CN foi avaliada em pequena escala para quantificar de maneira mais precisa o valor da abstração inicial. Os resultados dessa pesquisa mostraram uma excelente aplicabilidade do SCS-CN padrão, com desempenho aceitável, de acordo com os valores de erro relativo e eficiência Nash-Sutcliffe.

Sriwongsitanon & Taesombat (2011), utilizando-se também das técnicas de SR e SIG, avaliaram a relação entre as mudanças na cobertura da terra e o comportamento do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica da Tailândia. No total, foram utilizadas nove imagens Landsat 5 – TM de períodos distintos para elaborar os mapas de cobertura da terra. Os coeficientes de escoamento para os eventos de cheias foram validados a partir de dados de precipitação e escoamento observados na bacia hidrográfica. Para esse estudo, os resultados mostraram que o coeficiente de escoamento superficial cresceu com o aumento da proporção de floresta para algumas condições de pico de cheias específicas. Dando, dessa forma, uma compreensão mais completa do efeito dos tipos de cobertura do solo no comportamento de inundações em diferentes fases de condições de umidade da área de estudo.

Konstantinos & Valiantzas (2013) determinaram os valores dos parâmetros SCS-CN a partir de dados heterogêneos observados de precipitação e escoamento superficial em uma bacia hidrográfica na Grécia. A correlação entre os valores observados e calculados, para identificar a distribuição espacial da CN, foi realizada a partir das características específicas da área de estudo, utilizando dados de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento. Os levantamentos detalhados da cobertura da terra e dos tipos de solos, juntamente com os dados disponíveis da rede hidrometeorológica, foram essenciais para fornecer informações distribuídas dos valores da CN.

A crescente disponibilidade de dados espacialmente distribuídos em ambiente SIG fez com que modificações fossem sendo realizadas no modelo SCS-CN para incluir novos dados que fornecem um quadro para o desenvolvimento, verificação e eventual aceitação de novos modelos hidrológicos capazes de melhor simular o escoamento superficial.

Melesse & Graham (2004) acrescentaram ao método SCS-CN dados de parâmetros hidráulicos provenientes de um modelo digital de elevação (MDE), extraídos a partir de técnicas de SIG, para determinar o excesso do volume precipitado e as direções de fluxo do escoamento

para a saída da bacia hidrográfica. A metodologia foi demonstrada em uma bacia hidrográfica da Flórida, nos Estados Unidos, e comparada aos dados observados. Devido aos bons resultados obtidos, os autores recomendaram a sua utilização para bacias hidrográficas não monitoradas.

A tecnologia SIG foi utilizada de maneira semelhante por Zhang & Pan (2014), que obtiveram, a partir de um MDE, as direções de fluxo e as depressões de uma bacia hidrográfica urbana na China. Nesse estudo, os dados morfológicos foram utilizados para a divisão da área em sub-bacias hidrográficas antes da aplicação do método SCS-CN.

El-Hames (2012) também desenvolveu um método empírico baseado em parâmetros morfológicos, obtidos a partir da incorporação de imagens de satélites e MDE em ambiente SIG, para determinar a vazão de pico em bacias hidrográficas áridas e semiáridas. Os valores da CN e a condição de umidade antecedente da área de estudo são os principais fatores necessários para o método, que pode ser considerado uma boa alternativa para substituir o tradicional.

Deshmukh et al. (2013) aplicaram o método SCS-CN em bacias hidrográficas na Índia, utilizando-se de modificações nos valores da CN baseadas em: eventos de escoamentos observados, uso e cobertura da terra, e declividade do terreno. A partir das técnicas de SIG e imagens de satélites, os valores calculados mostraram uma diferença significativa entre os valores convencionais da CN e os estimados com os ajustes de inclinação em áreas florestadas montanhosas. Por esse motivo, os autores recomendaram a inserção dos efeitos da alteração do uso e coberta da terra, e da declividade do terreno para obtenção de resultados mais fidedignos.

Como observado nos estudos de casos, grande parte das modificações realizadas no SCS-CN é para incorporar informações distribuídas espacialmente das variações de altitude do terreno. No entanto, outras modificações estão sendo adicionadas ao método, como a evapotranspiração calculada a partir de imagens de satélites (JAIN et al., 2011). Vários modelos também têm adotado o método SCS-CN para outros estudos, como os relacionados à produção e transporte de sedimentos (TYIAG et al., 2008).

6.1.6 Procedimentos metodológicos adotados

Neste estudo, o modelo hidrológico SCS-CN foi utilizado sem modificações em ambiente SIG para calcular o escoamento superficial mensal da bacia hidrográfica do rio Ipanema. Portanto, foram utilizados como dados de entrada mapas do uso e ocupação da terra, dos tipos de solos e da precipitação mensal do produto TRMM 3B43. A Figura 37 ilustra a abordagem global da investigação, através do fluxograma metodológico.

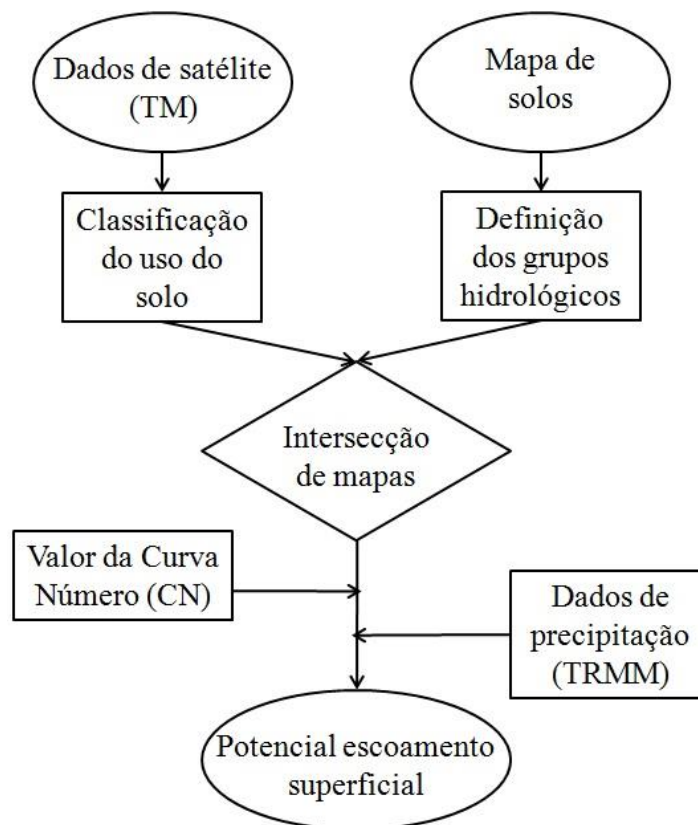


Figura 37 – Fluxograma metodológico para a elaboração dos mapas mensais do escoamento superficial da bacia hidrográfica do rio Ipanema

Para a geração do mapa de uso e ocupação da terra foi utilizada uma imagem da órbita 215/66 do satélite Landsat 5 – TM, com passagem da cena no dia 29 de setembro de 2010. Os elementos presentes na imagem foram identificados e associados utilizando-se a composição RGB 543. O algoritmo escolhido para a extração das informações da imagem TM foi o Bhattacharya, classificador supervisionado por regiões que utiliza a distância de Bhattacharya para medir a divisão estatística entre cada par de classes espectrais. A aplicação desse classificador requer a seleção de áreas de treinamento, que podem ser obtidas através da segmentação da imagem. Após vários testes realizados, utilizou-se para a segmentação da área de estudo valores de similaridade 15 e área 30. Mais de 230 amostras poligonais representativas da área de estudo foram selecionadas para o treinamento.

Uma pós-classificação foi realizada para eliminar os pontos isolados que foram classificados diferentemente de sua vizinhança. No total, foram criadas 4 classes temáticas baseadas no conhecimento das características locais da bacia hidrográfica. Os nomes dessas classes e suas respectivas descrições são apresentados no Quadro 11.

Quadro 11 – Descrição das classes de uso e cobertura da terra, criadas para a bacia hidrográfica em estudo

Nome da classe	Descrição
Caatinga	Corresponde às áreas com substrato arbóreo-arbustivo fechado e/ou arbustivo espaçado com presença de vegetação herbácea.
Pastagem/agricultura	Inclui áreas com vegetação herbácea destinadas ao cultivo de culturas eventualmente irrigadas, pousio e pastagens extensivas de rebanhos bovino, caprino, ovino e equino.
Água	Pequenas áreas na imagem que correspondem às barragens.
Solo exposto	Áreas onde a cobertura vegetal nativa e herbácea foi retirada em sua totalidade, deixando o solo mais vulnerável aos processos erosivos.

O mapa pedológico com escala de 1:100.000 do estado de Pernambuco, elaborado e disponibilizado pela EMBRAPA (2000), foi utilizado como base para a geração do mapa com os grupos hidrológicos da bacia hidrográfica. No entanto, pelo ano da publicação, esse mapa adota um sistema de classificação antigo dos solos, a partir de definições dos atributos e horizontes diagnósticos utilizados pela EMBRAPA (1981). Portanto, tornou-se necessária uma adaptação das classes dos solos desse mapa para enquadrá-las à nova classificação proposta pela EMBRAPA (2006), desenvolvida até o 4º nível categórico (ordens, subordens, grandes grupos e subgrupos). Nesse processo, foram realizadas consultas aos quadros de correlação entre as antigas e as novas classes, disponíveis em Jacomine (2009). As descrições das características dessas classes presentes na BHRI, obtidas para classificar os grupos hidrológicos de acordo com os critérios estabelecidos por Sartori (2010) (Quadro 9), foram retiradas do Levantamento de Reconhecimento de Baixa e Média Intensidade dos Solos do Estado de Pernambuco (EMBRAPA, 2000).

Os mapas de uso e ocupação da terra e dos grupos hidrológicos foram sobrepostos em ambiente SIG para gerar os mapas de CN, cujos valores foram estabelecidos a partir do Quadro 10. Às classes de caatinga, pastagem/agricultura e solo exposto da área de estudo foram atribuídos valores da CN baseados, respectivamente, nos seguintes tipos de cobertura presentes no Quadro 10: capoeira deficiente, pastagem deficiente e solo exposto sem cultivo. Esses valores são semelhantes aos utilizados por Almeida et al. (2012) e Araújo Neto (2012) em bacias hidrográficas rurais na região semiárida do Brasil. Para a classe água, atribuiu-se o valor de 100 para a CN.

O valor médio ponderado da CN para a BHRI foi calculado a partir da seguinte fórmula, também utilizada por Kadam et al. (2012) e Deshmukh et al. (2013):

$$CN_{\text{médio}} = \frac{\sum(CN_i A_i)}{A} \quad (21)$$

onde $CN_{\text{médio}}$ é a curva número média ponderada; CN_i é a curva número da área i ; A_i é a área com CN_i ; e A é a área total da bacia hidrográfica.

Como os dados do produto 3B43 do TRMM são mensais, as condições de umidade antecedente do solo de cada mês foram escolhidas a partir dos eventos diários de precipitação registrados nas 15 estações pluviométricas (Figura 18), utilizando-se os dados acumulados dos últimos cinco dias. Os três intervalos das classes de condição de umidade antecedente utilizados foram:

1. CUA I: Mais baixo potencial de escoamento, com o solo seco e precipitação acumulada dos últimos cinco dias inferior a 35 mm.
2. CUA II: Condição de referência, base para os quadros da CN, que apresenta precipitação acumulada dos últimos cinco dias variando entre 35 e 52,5 mm.
3. CUA III: Maior potencial de escoamento, com solos bastante úmidos por causa precipitações superiores a 52,5 mm nos últimos cinco dias.

Como a precipitação na bacia hidrográfica inteira não é homogênea, o índice de umidade utilizado foi baseado em áreas particulares, diferenciadas por sub-bacias, com a influência dos postos pluviométricos estabelecidas pelos polígonos de *Thiessen*. A definição da CUA mensal para cada sub-bacia foi baseada no número de eventos diários observados de cada condição de umidade, estipulando-se os seguintes critérios:

1. CUA I: Caso mais de dois terços dos eventos acumulados do mês forem classificados nesta condição de umidade.
2. CUA III: Caso o número desta condição exceda mais de dois terços dos eventos acumulados para o mês.
3. CUA II: Caso as duas condições anteriores não sejam atendidas, subentendendo-se que os solos estão com umidade média.

Após a manipulação da álgebra de mapas e a inclusão das hipóteses simplificadoras, os dados mensais de precipitação interpolados do TRMM foram introduzidos no modelo, desenvolvido através da ferramenta *Model Maker* do SIG *Erdas Imagine* (Apêndice A). Após a execução do modelo, foram produzidos os mapas mensais do escoamento superficial, a partir da Equação 17, para as três condições de umidade antecedentes. O escoamento produzido foi individualizado por sub-bacia através de recorte, a partir da definição da CUA pelos critérios mensais estabelecidos. Na última etapa, as sub-bacias foram reunidas com os seus respectivos valores mensais de escoamento, estabelecidos de acordo com a CUA, para produzir o mapa de escoamento para toda a BHRI.

6.2 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A discretização da BHRI foi realizada com base no MDE da região, com objetivo de diferenciar por áreas mais homogêneas as condições de umidade antecedente do solo. O delineamento das áreas homogêneas inclui 18 sub-bacias, como mostra a Figura 38, divididas de maneira automática pelo ArcGIS.

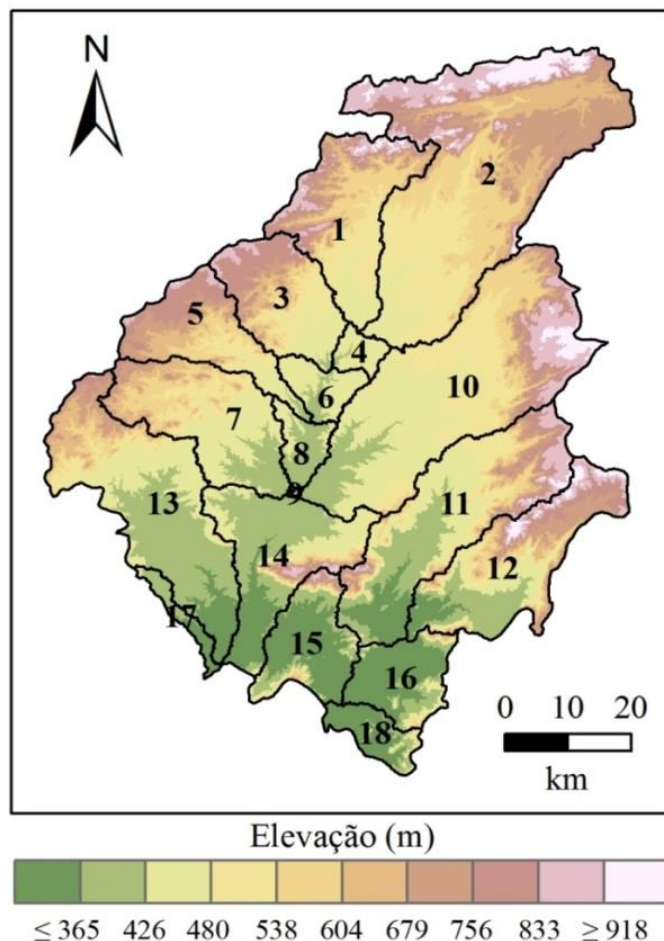


Figura 38 – Sub-bacias geradas para a BHRI e altimetria da área

A Tabela 2 apresenta as áreas de cada sub-bacia delimitada e os postos pluviométricos que exercem influência em cada uma delas. De acordo com os dados da Tabela 2, observa-se que as sub-bacias 2, 10 e 13 possuem as maiores áreas, que ocupam, respectivamente, 18,24, 14,72 e 9,70% da área total da bacia hidrográfica. Cada uma das três menores sub-bacias geradas (4, 9 e 17) ocupa área inferior a 1% da BHRI. O posto pluviométrico EP2, localizado no centro da área de estudo (Figura 18), exerce influência da precipitação em um maior número de sub-bacias, onze no total (Tabela 2). O oposto acontece com as estações EP3 e EP9, que exercem influência em apenas uma sub-bacia cada.

Tabela 2 – Áreas das sub-bacias e os respectivos pluviômetros que exercem influência pelos polígonos de Thiessen

Sub-bacia	Área (km ²)	Área (%)	Pluviômetros (EP)	Sub-bacia	Área (km ²)	Área (%)	Pluviômetros (EP)
1	402,4	6,47	1, 2, 12 e 13	10	915,4	14,72	2, 4, 5, 7, 9, 10 e 13
2	1.134,	18,2	1, 2, 3 e 13	11	595,4	9,58	2, 4, 5, 6 e 7
3	292,5	4,70	2 e 12	12	435,5	7,01	4, 6, 7 e 14
4	47,9	0,77	2	13	603,0	9,70	5, 8 e 11
5	276,9	4,45	2, 11 e 12	14	386,6	6,22	2, 4 e 5
6	90,0	1,45	2 e 12	15	228,0	3,67	5 e 15
7	399,6	6,43	2, 5, 8 e 11	16	190,4	3,06	4, 5 e 14
8	78,2	1,26	2 e 5	17	44,9	0,72	5, 8 e 15
9	2,4	0,04	5	18	94,1	1,51	5 e 15

6.2.1 Uso e ocupação da terra

Após o processamento das imagens do sensor TM do satélite Landsat 5, foram realizadas uma classificação supervisionada e uma pós-classificação para a elaboração de um mapa do uso e cobertura da terra da BHRI para o ano 2010 (Figura 39). Observa-se, a partir do mapa, que as áreas com vegetação nativa do bioma Caatinga estão mais preservadas nos brejos de altitude, nos compartimentos geomorfológicos PCPB e ESPB (Figura 3), localizados nas bordas noroeste e sudeste da bacia hidrográfica. Na porção central e mais plana da BHRI, no compartimento geomorfológico PBSF, predominam áreas destinadas à agricultura (principalmente à familiar) e à pecuária extensiva, como mostra a Figura 39. Ainda no PBSF, observam-se manchas de solo exposto, que são mais extensas na porção sudoeste.

A partir do mapa temático, foram gerados os dados contidos na Figura 40, que quantificam em termos percentuais cada classe de uso e cobertura da terra para o ano 2010. Nesse ano, predomina na BHRI as áreas de pastagem/agricultura, que ocupam 42,7% da área de estudo.

A classe caatinga, que envolve regiões com cobertura florestada densa e substrato arbóreo-arbustivo espaçado, ocupa uma área aproximada de 1.966 km², que representa 31,6% da bacia hidrográfica (Figura 40). Isso indica uma dinâmica do uso e cobertura da terra na BHRI, com a supressão da cobertura vegetal nativa para a expansão agrícola familiar e pecuária extensiva. Essa dinâmica foi detectada por Moura et al. (2011), quando avaliaram as mudanças do solo em toda a bacia hidrográfica do rio Ipanema, que abrange também a porção alagoana. De acordo com o estudo realizado por eles, entre 1979 e 2009 houve uma redução de aproximadamente 18,37% da

área de caatinga. Essa substituição provocada ao longo dos anos pode acarretar em incremento do escoamento superficial e na redução da taxa de infiltração na BHRI.

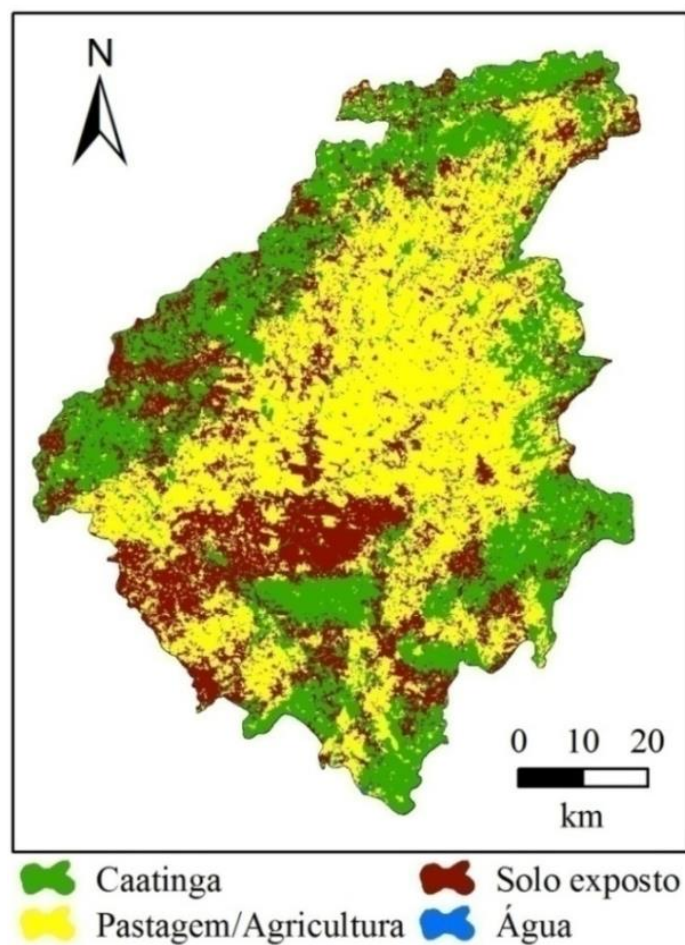


Figura 39 – Uso e ocupação da terra da BHRI, elaborado a partir de imagem do sensor TM com passagem no dia 29 de setembro de 2010

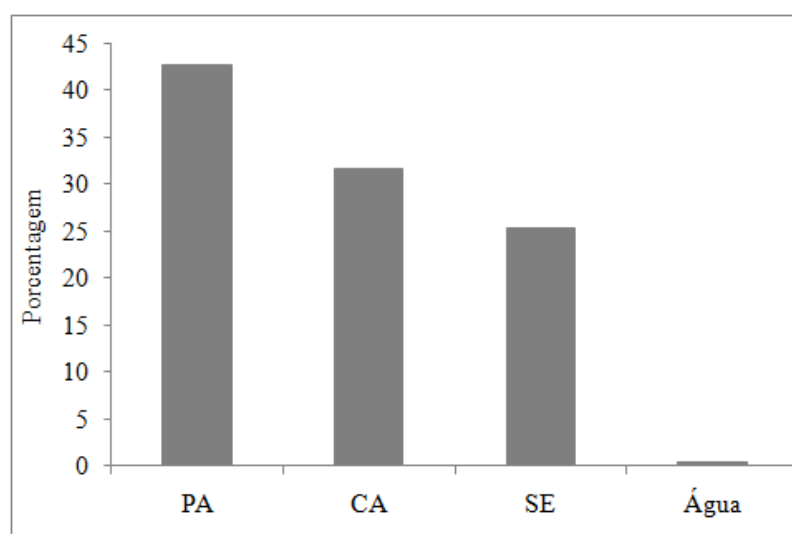


Figura 40 - Padrão das classes temáticas pastagem/agricultura (PA), caatinga (CA), solo exposto (SE) e água

As áreas de solo exposto, onde a cobertura vegetal nativa e herbácea foi retirada em quase sua totalidade, está representada por 25,4% da área total da BHRI (Figura 40). Esse tipo de cobertura também está presente em grande quantidade na bacia hidrográfica, por representar mais de um quarto dela. Juntas, as áreas de solo exposto e pastagem/agricultura, mais vulneráveis aos processos erosivos, ocupam quase 70% da BHRI, localizadas, principalmente, na região central e mais plana da área de estudo.

6.2.2 Grupos hidrológicos dos solos

Os solos da BHRI são bastante heterogêneos. No total, foram identificados treze tipos de solos para a bacia hidrográfica no mapa pedológico elaborado pela EMBRAPA (2000), cujas classes são baseadas na antiga classificação adotada em 1981, conforme mostra a primeira coluna do Quadro 12. No entanto, dois desses solos correspondem às associações entre dois tipos. Com o enquadramento das novas classes propostas pela EMBRAPA (2006), realizado através das consultas de correlações disponíveis em Jacomine (2009), os tipos de solos presentes na bacia hidrográfica foram reduzidos para onze, conforme mostra a segunda coluna do Quadro 12.

Quadro 12 – Tipos de solos da BHRI usados pela EMBRAPA nas classificações realizadas em 1981 e 2006

EMBRAPA (1981)	EMBRAPA (2006)
Planossolo	Planossolo
Regossolo	Neossolo Regolítico
Solo Aluvial	Neossolo Flúvico
Solo Litólico	Neossolo Litólico
Areia Quartzosa	Neossolo Quartzarênico
Planossolo e Solonetz Solodizado	Planossolo
Podzólico Vermelho-Amarelo	Argissolo Vermelho Amarelo
Latossolo Amarelo	Latossolo Amarelo Distrocoesos
Podzólico Amarelo	Argissolo Amarelo
Podzólico Vermelho-Amarelo e Vermelho Escuro	Argissolo Vermelho Amarelo
Bruno Não Cálcio	Luvissolo
Cambissolo	Cambissolo
Gleissolo	Gleissolo

A Figura 41 mostra a distribuição espacial dos tipos de solos presentes na BHRI, conforme a classificação proposta pela EMBRAPA (2006). Observa-se, ainda, de acordo com a Figura 41, a predominância dos Planossolos na porção central da bacia hidrográfica, onde o relevo é mais plano e as atividades pecuárias e agrícolas prevalecem. Verificam-se, também, no centro da BHRI,

grandes manchas de Luvisolo embutidas na classe Planossolo (Figura 41). Os Neossolos Litólico e Regolítico prevalecem nas regiões norte, oeste e leste, nas partes mais altas da BHRI. Já os demais tipos de solos estão distribuídos em menor quantidade pela área de estudo, localizados, principalmente, próximos aos divisores de água da bacia hidrográfica.

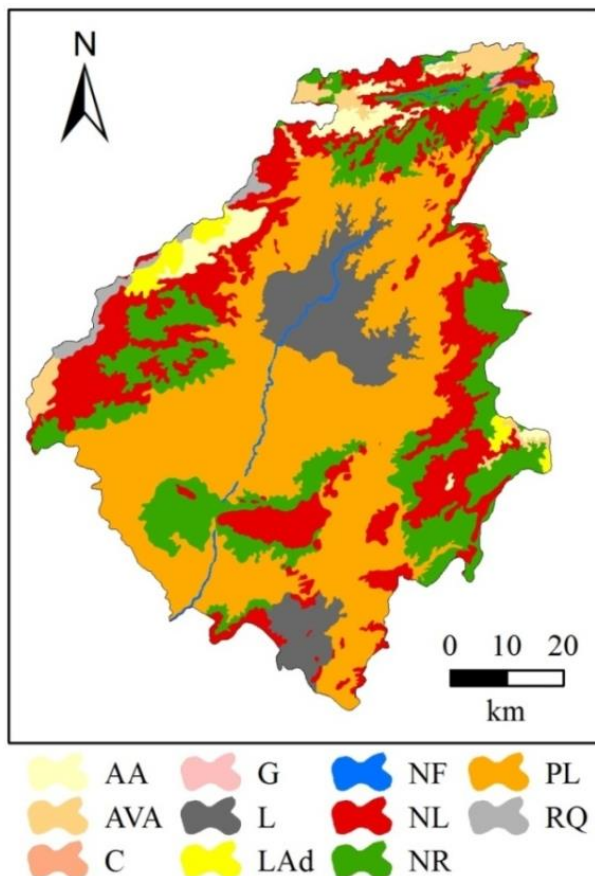


Figura 41 – Distribuição espacial dos solos presentes na BHRI, a partir da base disponibilizada pela EMBRAPA (2000), sendo: AA = Argissolo Amarelo; AVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; C = Cambissolo; G = Gleissolo; L = Luvisolo; LAd = Latossolo Amarelo Distrocoeso; NF = Neossolo Flúvico; NL = Neossolo Litólico; NR = Neossolo Regolítico; PL = Planossolo; e RQ = Neossolo Quartzarênico

A Figura 42 quantifica em termos percentuais a área de cada tipo de solo presente na BHRI. A partir dela, nota-se um predomínio da classe Planossolo, que ocupa 42,5% da área total da bacia hidrográfica. Trata-se de um solo mineral imperfeitamente drenado, com profundidade variável e mudança abrupta de textura entre os horizontes A (franco-arenosa com cascalho a areia fina) e B (franco-argiloarenosa). As argilas presentes no horizonte B são de alta atividade, o que proporciona uma permeabilidade lenta ou muito lenta. Devido à presença de texturas variadas nos horizontes A e B, associadas à existência de argila com alta atividade coloidal, o Planossolo presente na BHRI foi inserido no critério 14 proposto por Sartori (2010), com classificação hidrológica no grupo C (Quadro 9).

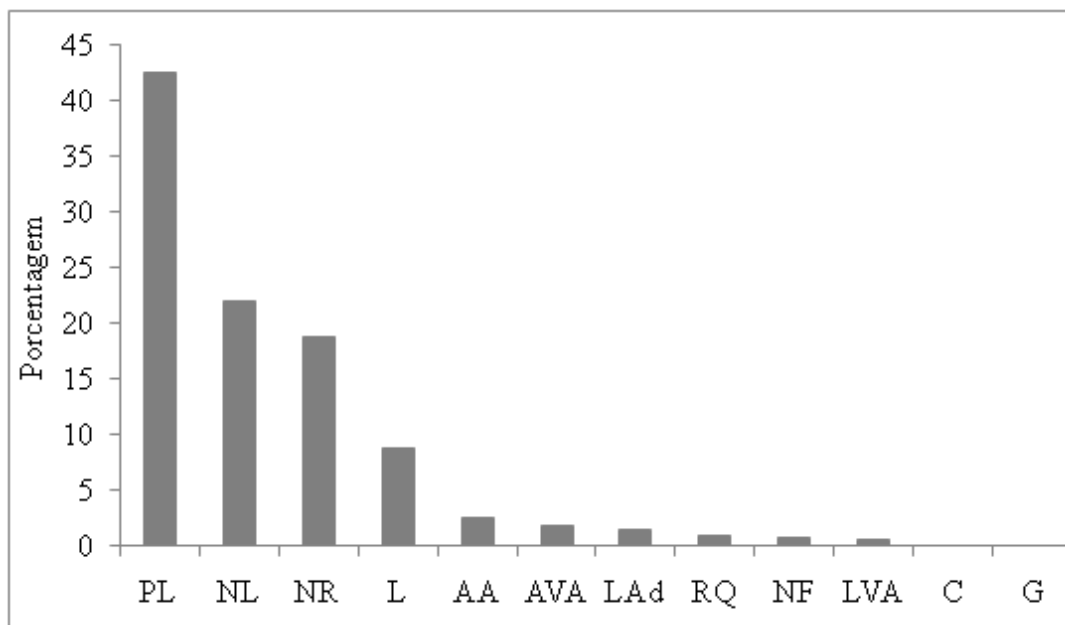


Figura 42 – Áreas das classes de solos da BHRI, sendo: AA = Argissolo Amarelo; AVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; C = Cambissolo; G = Gleissolo; L = Luvisolo; LAd = Latossolo Amarelo Distrocoeso; NF = Neossolo Flúvico; NL = Neossolo Litólico; NR = Neossolo Regolítico; PL = Planossolo; e RQ = Neossolo Quartzarênico

O Neossolo Litólico ocupa uma área aproximada de 22% da bacia hidrográfica, caracterizando-se como o segundo tipo de solo mais presente na BHRI (Figura 42). São solos minerais pedogeneticamente pouco evoluídos, tipicamente rasos (profundidade inferior a 50 cm), cujo horizonte superficial A está assentado diretamente sobre a rocha ou um horizonte C. Por possuir uma camada restritiva forte (rocha) a uma profundidade inferior a 50 cm, o Neossolo Litólico foi classificado no grupo hidrológico D, conforme o critério 18 estabelecido no Quadro 9.

O Neossolo Regolítico também possui grande representatividade na BHRI, com área correspondente a 18,7% do total (Figura 42). Esse tipo de solo, constituído por textura arenosa ou média com baixos teores de argila, pode variar de pouco profundo a muito profundo, com espessura mínima de 0,5 m e máxima de até 3 m. Por não apresentar camada restritiva e exibir predominância de textura arenosa em todo o seu perfil, adotou-se o critério 1 para determinar o Neossolo Regolítico no grupo hidrológico A, baseado no Quadro 9 sugerido por Sartori (2010).

As duas manchas de Luvisolo presentes na BHRI cobrem uma área de 8,7% (Figura 42). Dentre as características desse tipo de solo está a pouca profundidade do material mineral de textura média a argilosa, com presença de argilas de alta atividade coloidal subjacentes ao horizonte A. Pelas suas características de textura, semelhantes às do Planossolo, o critério 14 foi adotado para classificar o Luvisolo no grupo hidrológico C (Quadro 9).

Juntas, as outras sete classes de solos ocupam uma área de 8% da bacia hidrográfica, como mostra a Figura 42. Os Neossolos Quartzarênico (1%) e Flúvico (0,7%) foram enquadrados no grupo hidrológico A, baseados, respectivamente, nos critérios 1 e 2 estabelecidos por Sartori

(2010) (Quadro 9). O Latossolo Amarelo Distrocoeso (1,4%) foi incluído no grupo hidrológico B, apoiado no critério 12 do Quadro 9. Os critérios 7, 14 e 16 foram utilizados, respectivamente, para fixar o Argissolo Vermelho Amarelo (2,4%), o Cambissolo (0,1%) e o Argissolo Amarelo (2,5%) no grupo hidrológico C (Quadro 9). O Gleissolo, com área insignificante na BHRI (Figura 42), enquadrrou-se no critério 19 para ser inserido no grupo hidrológico D, conforme mostra o Quadro 9 proposto por Sartori (2010).

O mapa dos grupos hidrológicos da BHRI, classificado a partir das informações dos tipos de solos, pode ser observado na Figura 43. A partir do que foi descrito sobre os solos da bacia hidrográfica, todos os quatro grupos hidrológicos estão presentes na área de estudo. A Figura 43 mostra que os solos com maior potencial de escoamento, classificados no grupo hidrológico D, encontram-se situados nas regiões onde as rochas cristalinas, dentre elas as granitizadas, afloram.

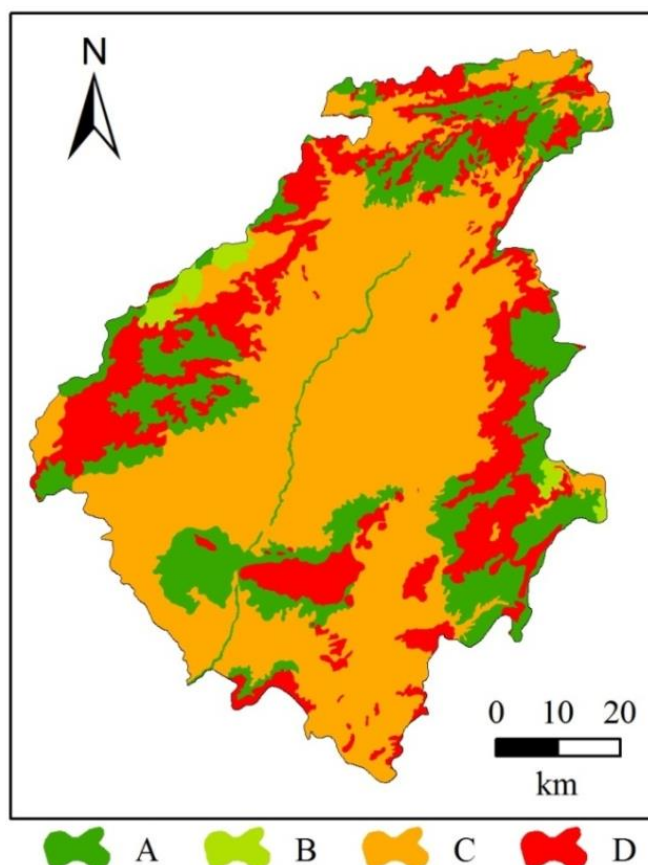


Figura 43 – Mapa com os grupos hidrológicos dos solos da BHRI

De acordo com as informações contidas na Figura 44, nota-se a predominância dos solos com baixa taxa de infiltração, classificados no grupo hidrológico C, que ocupam uma área de 56,2% da BHRI. Somadas, as regiões mal drenadas com solos do tipo C e D estão presentes em 78,3% da área de estudo. Os solos com baixo e moderado potencial de escoamento ocupam os

outros 22,7% da bacia hidrográfica, com prevalência daqueles com alta taxa de infiltração do tipo A (20,3%), como mostra a Figura 44.

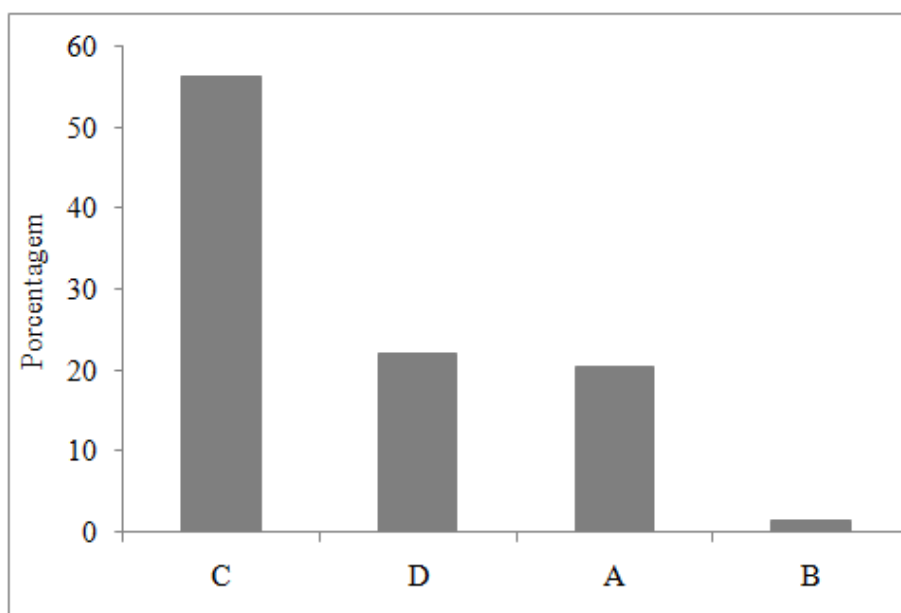


Figura 44 – Padrão dos grupos hidrológicos dos solos da BHRI

6.2.3 Curva número (CN)

As condições mensais de umidade antecedente do solo, definidas para cada sub-bacia pelos eventos diários de precipitação, foram estabelecidas a partir dos critérios estipulados no Item 6.1.6 desta tese. Para tanto, foram utilizados os dados dos postos pluviométricos que exercem influência em cada sub-bacia, apresentados na Tabela 2.

As informações contidas na Tabela 3 mostram que, durante o período estudado, todas as sub-bacias apresentaram maior número de eventos mensais com a CUA I, o que indica predominância mensal de precipitações inferiores a 35 mm nos acumulados dos últimos cinco dias. Nota-se, ainda, na Tabela 3, ausência de prevalência da CUA III durante a série trabalhada, influenciada principalmente pelos baixos índices pluviométricos registrados no ano 2012, como foi discutido no Capítulo 5. Para a CUA II, observa-se que o número de meses variou entre dois e sete, com grande parte dos registros observados no ano mais chuvoso de 2011.

Tabela 3 – Número de meses definidos por sub-bacia para cada condição de umidade antecedente

Sub-bacia	Condição de Umidade Antecedente (meses)			Sub-bacia	Condição de Umidade Antecedente (meses)		
	I	II	III		I	II	III
1	21	3	-	10	20	4	-
2	22	2	-	11	21	3	-
3	17	7	-	12	22	2	-
4	22	2	-	13	19	5	-
5	18	6	-	14	20	4	-
6	22	2	-	15	20	4	-
7	20	4	-	16	22	2	-
8	22	2	-	17	22	2	-
9	20	4	-	18	22	2	-

Com base no cruzamento das informações dos mapas do uso e ocupação da terra (Figura 39) e dos grupos hidrológicos (Figura 43), os valores constantes no Quadro 10 foram introduzidos em ambiente SIG para gerar o mapa distribuído da CN para a condição de umidade de referência (CUAII) (Figura 45B). Observa-se na Figura 45B que em grande parte da bacia hidrográfica os valores da CN para a CUAII foram elevados, com média superior a 80, devido à presença de rochas pré-cambrianas, solo exposto e áreas antropizadas destinadas à pastagem e agricultura na BHRI. Verifica-se na Figura 45AB que as coberturas vegetais mais preservadas dos brejos de altitude ajudaram a reduzir os valores da CN nas regiões com solos de baixo potencial de infiltração, a exemplo do Neossolo Litólico classificado no grupo hidrológico D. Para a CUA I, os valores da CN convertidos a partir da condição de umidade de referência foram bastante reduzidos e apresentaram valor médio de 66 (Figura 45A).

Para o cálculo do escoamento superficial em ambiente SIG, as capacidades de retenção do solo de cada CN tiveram que ser inseridas como condicional no modelo elaborado na ferramenta *Model Maker* do *Erdas Imagine* (Apêndice A). No total, foram estabelecidos onze valores de CN para cada condição de umidade antecedente do solo da BHRI, conforme mostram as Figura 46 e Figura 47.

Para a CUA I e CUAII, os valores mínimos da CN foram 28 e 48, respectivamente, observados nas áreas com vegetação de Caatinga e solos com excelente permeabilidade, classificados no grupo hidrológico A. As capacidades de retenção do solo desses valores mínimos da CN são de 132,9 mm para a CUA I e 56,3 mm para a CUAII, como mostram as Figura 46 e Figura 47. As mínimas capacidades de retenção do solo para a CUA I e CUAII, observadas para os maiores valores da CN, são de 8,2 mm (CN87) e 3,6 mm (CN94), respectivamente (Figura 46 e Figura 47). A linha de 1:1 corresponde a CN100, estabelecida para os corpos hídricos.

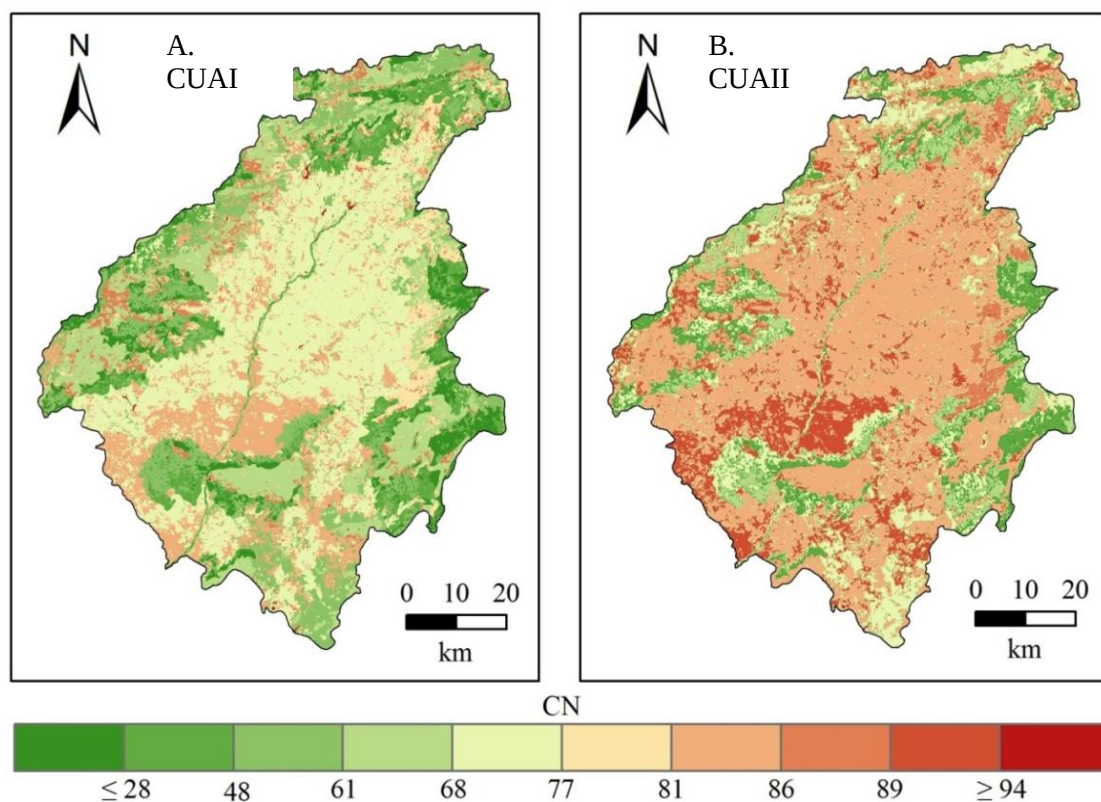


Figura 45 – Distribuição da CN para as condições de umidade antecedente I (A) e II (B)

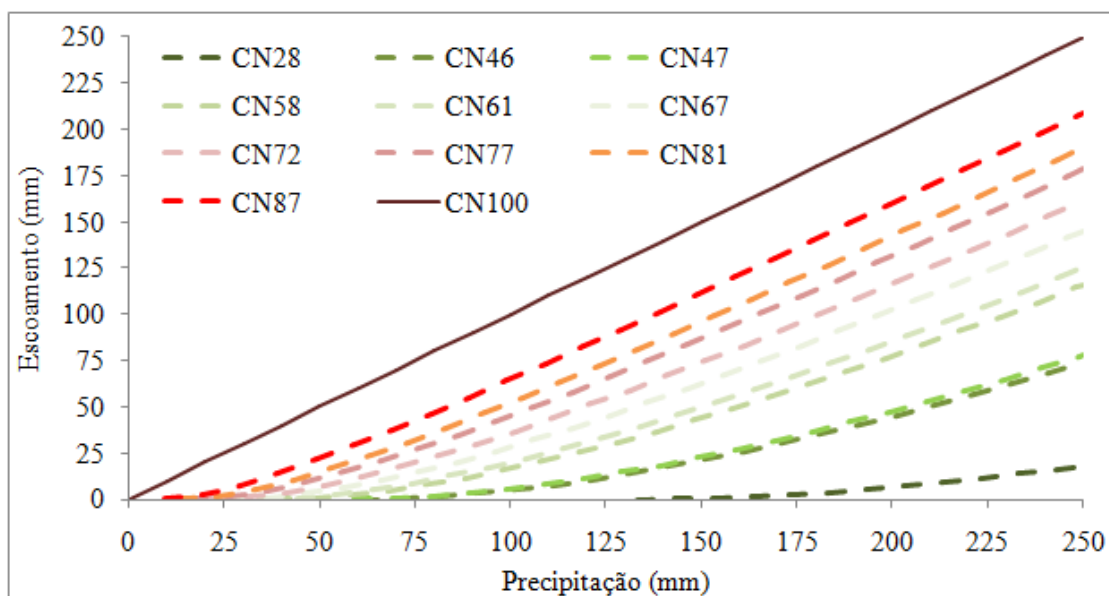


Figura 46 – Valores da CN identificados para a CUA I e respectivos escoamentos produzidos de acordo com a precipitação

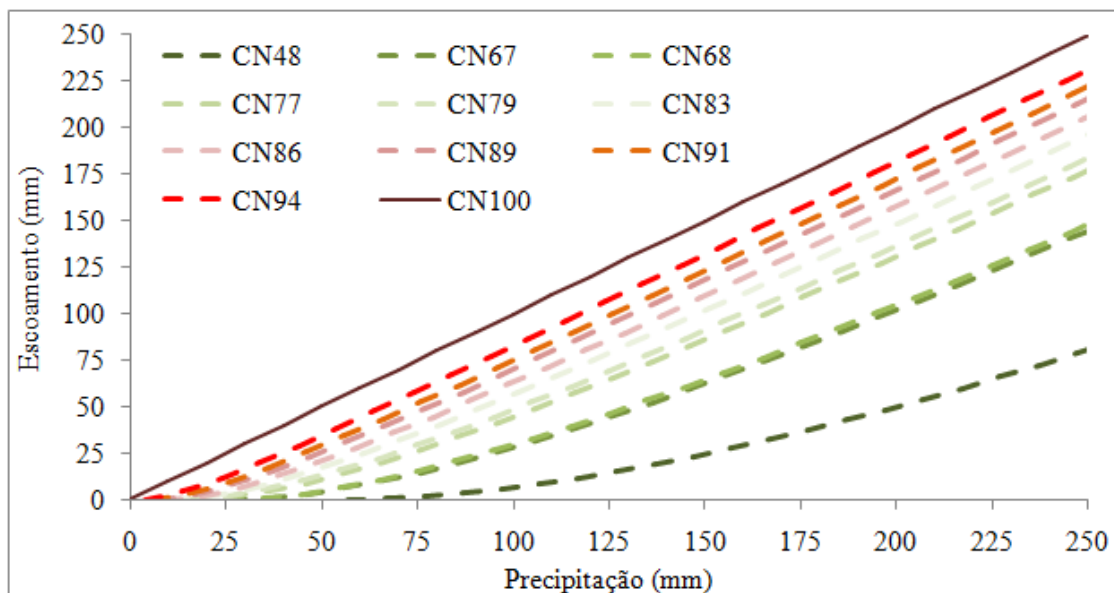


Figura 47 – Valores da CN identificados para a CUAII e respectivos escoamentos produzidos de acordo com a precipitação

6.2.4 Lâmina do escoamento superficial

A distribuição espacial do escoamento superficial para toda a bacia hidrográfica foi estimada com base nos valores obtidos de cada CN e a introdução da precipitação mensal do TRMM, a partir da integração dos dados de cada sub-bacia. Na Figura 48, observam-se os mapas com as quantidades anuais de escoamento superficial produzido na BHRI durante o período de realização deste estudo. No ano mais chuvoso (2011), os maiores volumes escoados (≈ 946 mm) foram observados nos corpos hídricos, cujos valores da CN são iguais a 100. No entanto, nas regiões antropizadas e com presença de solos do grupo hidrológico D, o escoamento superficial também foi superior a 900 mm em 2011 (Figura 48A). Em alguns poucos *pixels* da região de estudo, onde foram notados solos excessivamente drenados e presença de vegetação nativa, o escoamento superficial anual foi inferior a 100 mm ou até mesmo nulo (Figura 48A). No geral, a bacia hidrográfica inteira apresentou para o primeiro ano de estudo escoamento superficial médio de 314,3 mm.

Para o ano 2012, a lâmina média do escoamento superficial anual foi de aproximadamente 10% do registrado no ano anterior (≈ 32 mm), devido aos baixos índices pluviométricos observados nesse ano. Os maiores volumes escoados em 2012 (≈ 500 mm) foram notados na região sudeste (Figura 48B), influenciados pelo *pixel* do TRMM que estimou excessivamente a precipitação nos meses de setembro e outubro, conforme discutido no capítulo anterior.

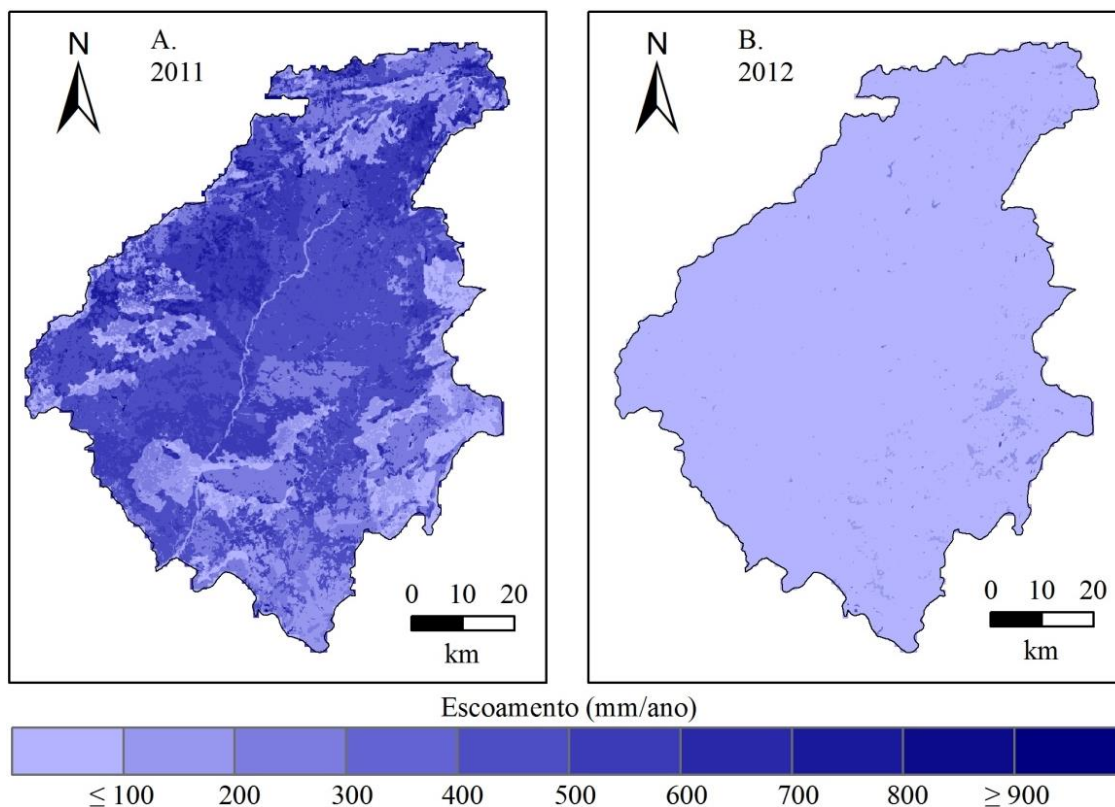


Figura 48 – Distribuição do escoamento superficial na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B)

No geral, observa-se na comparação interanual uma grande diferença entre os escoamentos registrados, com valores abaixo de 100 mm em grande parte da BHRI em 2012 (Figura 48AB). No ano seco de 2012, os volumes médios escoados foram equivalentes a 11% da precipitação, bem abaixo dos 34% observados em 2011. No acumulado dos dois anos estudados, o valor do escoamento superficial médio na bacia hidrográfica (≈ 346 mm) foi equivalente a 29% da precipitação total registrada pelo TRMM (1.209 mm).

A Figura 49 mostra o hidrograma do escoamento superficial médio mensal para a BHRI entre janeiro de 2011 e dezembro de 2012, obtido a partir dos dados de precipitação do produto 3B43 do satélite TRMM. Na série estudada, observa-se que a maior precipitação efetiva média na bacia hidrográfica aconteceu em maio de 2011 (103,2 mm), e foi correspondente a 63,7% da chuva média para o referido mês (Figura 49).

Em 2012, o excesso de precipitação foi bem abaixo do notado para o ano anterior, com valor médio máximo de 12,5 mm em fevereiro, talvez superestimado devido ao maior volume de chuva verificado pelo TRMM quando comparado aos postos pluviométricos (Figura 49). Pelo mesmo motivo, em janeiro de 2011 o volume escoado deve ter sido superestimado pelo desvio absoluto de 37 mm dos dados do TRMM. No entanto, existe certa compensação entre os dados, já que em julho de 2011 o escoamento superficial pode ter sido subestimado pela diferença de 41,3 mm entre os dados do TRMM e dos pluviômetros.

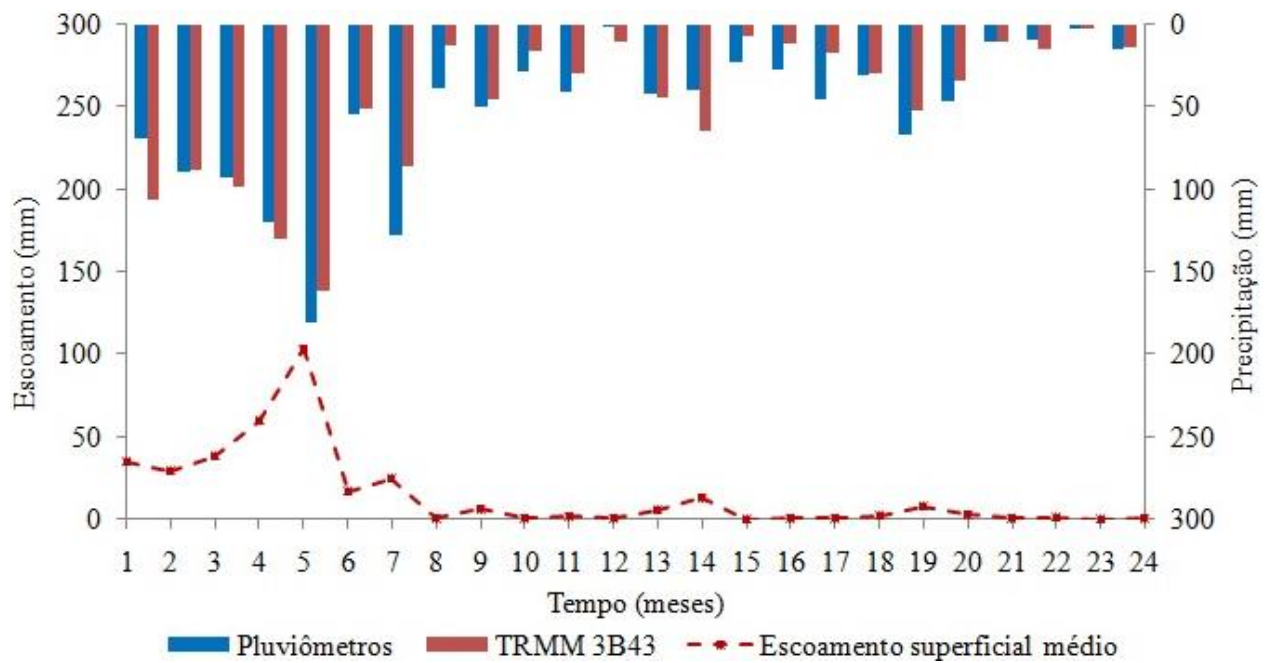


Figura 49 – Hidrograma do escoamento superficial mensal médio na BHRI

No Apêndice B desta tese, as Figura 96 a 99 mostram a distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI a partir dos valores estabelecidos da CN e os dados de precipitação do TRMM. Na Figura 96, que corresponde ao período entre janeiro e junho de 2011, observam-se os maiores volumes escoados da série. A partir da Figura 99, comprova-se que os grandes volumes anuais verificados na região sudeste em 2012 foram provocados principalmente pela estimativa excessiva do *pixel* do TRMM no mês de outubro.

CAPÍTULO 7

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração (ET), combinação da evaporação da superfície do solo e da transpiração dos vegetais, é um componente do balanço hídrico essencial para o planejamento de áreas irrigadas e o abastecimento de água para a população. Trata-se de um processo bastante controlado pelas condições meteorológicas, com taxas que podem ser calculadas a partir dos dados de energia solar e da capacidade do ar para transportar o vapor de água (vento e turbulência). Quando a superfície é vegetada, a natureza da vegetação, especialmente a sua capacidade de refletir radiação incidente, também é um fator essencial para o cálculo da ET.

Diversos métodos diretos e indiretos podem ser utilizados em escala local para a estimativa da ET, com valores no período estudado expressos em volume por unidade de área ou em lâmina de água. Os métodos diretos, que refletem as condições locais e quase independem de informações hidrometeorológicas, exigem estruturas apropriadas para medições *in situ*, como os lisímetros, as parcelas experimentais no campo, o controle de umidade do solo e o controle de entrada e saída de água em grandes áreas (BERNADO et al., 1996).

Os lisímetros, tanto os de pesagem quanto os de drenagem, vêm sendo utilizados como fonte de dados quantitativos e como subsídio à avaliação da precisão dos modelos matemáticos diante das condições hidrológicas (OLIVEIRA et al., 2007). Esse método consiste na medição da variação do peso de um bloco de solo, devido à entrada ou saída de água, que oferece a estimativa da evapotranspiração de cultura e drenagem em condições de campo.

Um lisímetro de pesagem de grande porte foi instalado e calibrado por Campeche et al. (2011) em área de fruticultura irrigada no estado de Sergipe. Nesse estudo, a metodologia utilizada foi bastante satisfatória para a determinação da evapotranspiração do coqueiro anão verde, já que a sensibilidade para a detecção de mudanças de massa foi de 0,1 mm em intervalos de meia hora.

Os métodos indiretos, por sua vez, exigem dados meteorológicos para estimar a ET através de fórmulas empíricas. Esses métodos, no entanto, produzem precisões variáveis devido ao seu caráter empírico, como afirma Oliveira (2012). Dentre os métodos indiretos mais utilizados, destacam-se as equações contidas na literatura, desenvolvidas para áreas com características peculiares, mas com resultados satisfatórios, como os alcançados por Mendonça et al. (2003), Oliveira et al. (2008), Borges Júnior et al. (2012) e Moura et al. (2013). A equação de *Penman-Monteith*, padronizada pelo boletim 56 da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United States*), é uma das fórmulas mais consistentes para determinar a evapotranspiração de um gramado sem restrição hídrica e com crescimento ativo (referência), pois combina os termos energéticos e de transferência de massa, sendo considerada a resistência aerodinâmica e superficial. Essa

evapotranspiração de referência (ET_0), obtida pela equação de *Penman-Monteith*, pode ser corrigida para uma determinada cultura (ET_c) através de um coeficiente denominado K_c .

Santos et al. (2008) utilizaram métodos indiretos de obtenção da evapotranspiração de referência (ET_0), dentre eles a equação de *Penman-Monteith*, para avaliar o desempenho de um lisímetro de pesagem hidráulica de baixo custo, instalado em um assentamento rural na região semiárida do Nordeste brasileiro. As leituras lisimétricas e a equação de referência padronizada pela FAO apresentaram, para o local e período estudados, medidas bem correlacionadas.

Oliveira et al. (2008) também avaliaram a evapotranspiração de referência, dessa vez na bacia hidrográfica experimental do riacho Gameleira, Pernambuco, utilizando lisímetro de pesagem hidráulica e métodos indiretos. Os coeficientes de correlação entre os métodos *Penman-Monteith* e lisimétrico foram superiores a 0,70 em todas as escalas temporais estudadas, considerados bons pelos autores.

7.1 O BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE

A compreensão da quantidade de energia radiante na superfície da Terra é essencial para a quantificação da taxa de evapotranspiração regional. A principal fonte de energia de radiação é o Sol. No entanto, nem toda energia solar atinge a superfície terrestre, já que uma parte dela é refletida e/ou absorvida pelas nuvens e outra parte é absorvida e/ou espalhada pela atmosfera, como foi visto no capítulo 4. A porção espalhada pela atmosfera é transformada em radiação difusa, que corresponde a uma proporção entre 15% e 25% da radiação total para condições de céu claro, mas pode chegar a 100% para condições nubladas (SHUTTLEWORTH, 1993). Essa porção da radiação difusa pode ser emitida para o espaço ou atingir a superfície terrestre.

7.1.1 Radiação de onda curta

Grande parte da radiação que incide à superfície terrestre, tanto de maneira direta quanto de maneira difusa, possui comprimentos de onda curta, variando entre 0,3 e 3 μm (OLIVEIRA, 2012), conforme apresentado na Figura 50. O coeficiente de reflexão da radiação de onda curta incidente é denominado albedo de superfície, que varia de acordo com a direção do feixe solar e as características físico-químicas das superfícies. Trata-se de um parâmetro essencial na definição do balanço de energia, pois a sua variabilidade pode criar alterações nos fluxos não radiantes – como o calor latente e sensível – desse balanço, na temperatura do sistema terrestre e na produção primária bruta de um ecossistema (CHEN et al., 2004).

Portanto, o balanço de radiação de onda curta (BOC) é a porção da radiação incidente de ondas curtas captada no terreno, levando-se em consideração as perdas devido à reflexão, de acordo com a seguinte expressão:

$$BOC = R_{OC,INC}(1 - \alpha_{sup}) \quad (22)$$

onde $R_{OC,INC}$ é a radiação solar (onda curta) incidente; e α_{sup} é o albedo de superfície. A Figura 50 mostra os ganhos e perdas contabilizados no balanço de ondas curtas, expressos pela radiação solar incidente e o albedo de superfície.

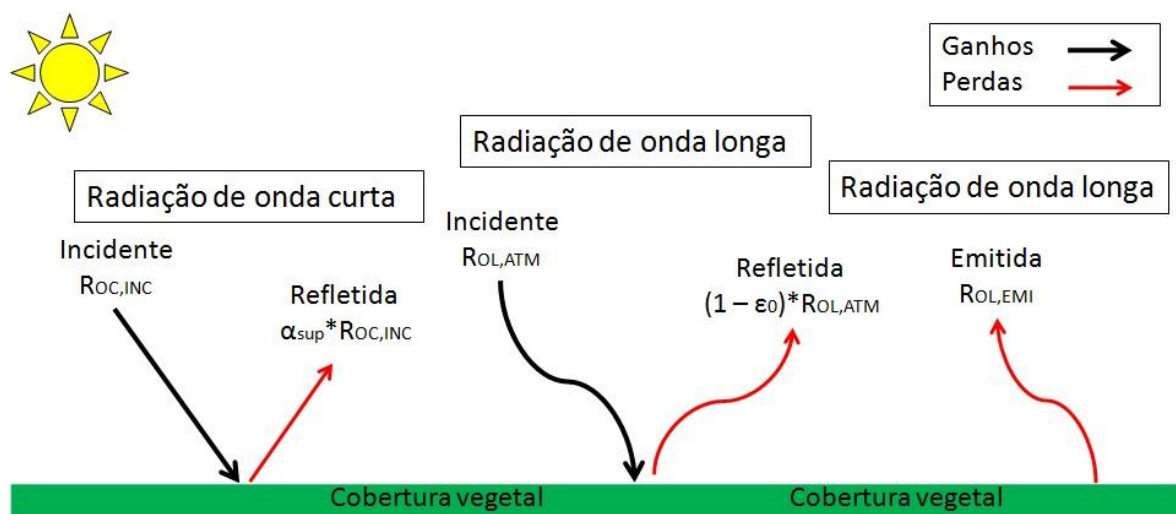


Figura 50 – Representação do balanço de radiação à superfície, esquematizado pelos ganhos e perdas do sistema (Adaptado de Allen et al., 2002)

O incremento do albedo está relacionado ao aumento das áreas com solo exposto, evidenciando muitas vezes alterações na superfície terrestre decorrentes de causas naturais e antrópicas. Por sua vez, os decréscimos nos valores de albedo estão representados pelas baixas refletividades, provocadas pelo aumento da umidade do solo e da densidade da vegetação, como constatarem Sumner et al. (2011) quando monitoraram esse parâmetro durante dois anos em uma região úmida da Flórida, nos Estados Unidos.

Medições por satélites são meios práticos para estimar variações espaciais e temporais do albedo em grandes áreas (SUMNER et al., 2011), pois as medições *in loco* desse parâmetro são pontuais e possuem custos elevados. No entanto, a utilização de imagens orbitais para a determinação do albedo de superfície necessita diferentes parametrizações, feitas a partir de correções atmosféricas, aplicadas às reflectâncias espectrais da superfície. Algumas dessas parametrizações foram propostas por Liang et al. (2002) para vários sistemas sensores, dentre eles o MODIS.

Uma estimativa da distribuição espacial do albedo de superfície a partir de imagens dos sensores AVHRR e TM foi realizada por Dantas et al. (2010) nas proximidades da cidade de Quixeré, no estado do Ceará, para os anos de 2005 e 2006. Os resultados mostraram diferenças na variabilidade espacial e temporal do albedo entre os anos estudados, com um bom coeficiente de correlação, acima de 0,75, entre os dados AVHRR e TM. Quando comparados com as observações do radiômetro CNR1, os valores estimados pelo AVHRR e TM apresentaram baixos erros padrões de 2,44% e 3,45%, respectivamente.

Dados de albedo à superfície terrestre também foram estimados por Giongo et al. (2010), utilizando imagens do sensor TM em regiões de Cerrado e de cultivo da cana-de-açúcar no município de Santa Rita do Passa Quatro, no estado de São Paulo. Os dados estimados foram comparados aos dados medidos em duas estações meteorológicas e apresentaram resultados semelhantes e consistentes com outros estudos realizados na região.

7.1.2 Radiação de onda longa

A superfície terrestre e a atmosfera emitem energia proveniente basicamente de vibrações moleculares decorrentes da temperatura do corpo e sua emissividade, já que todos os corpos com temperatura superior a 0 K emitem radiação eletromagnética. Essa energia é irradiada em comprimentos de ondas longas (R_{OL}), que variam de 3 a 100 μm , expressa pela seguinte equação:

$$R_{OL} = \varepsilon \sigma T^4 \quad (23)$$

sendo ε a emissividade; σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); e T a temperatura absoluta do corpo (K). Como a superfície terrestre é mais quente que a atmosfera, na troca de energia entre esses dois componentes há uma perda líquida de energia térmica do solo, definindo o balanço de radiação de onda longa (BOL) como sendo:

$$BOL = R_{OL,ATM} - (1 - \varepsilon_0)R_{OL,ATM} - R_{OL,EMI} \quad (24)$$

onde $R_{OL,ATM}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera; $R_{OL,EMI}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície; e ε_0 é a emissividade da superfície, como está representado na Figura 50.

7.1.3 Saldo de radiação

O resultado da contabilização das radiações de onda curta que incidem e refletem da superfície, e onda longa incidentes, refletidas e emitidas pela atmosfera e superfície (Figura 50), é denominado saldo de radiação (R_n), conforme a seguinte equação:

$$R_n = (1 - \alpha_{\text{sup}})R_{\text{OC,INC}} + R_{\text{OL,ATM}} - R_{\text{OL,EMI}} - (1 - \epsilon_0)R_{\text{OL,ATM}} \quad (25)$$

O conhecimento das variações do R_n é muito importante, pois são fundamentais nos processos atmosféricos e terrestres, provocando alterações, por exemplo, na temperatura da superfície, no perfil da taxa vertical de aquecimento, na circulação atmosférica, no planejamento de atividades agrícolas irrigadas e na estimativa das perdas de água em superfícies vegetadas (SOUZA et al., 2008; GUSMÃO et al., 2012; SILVA et al., 2015). Além disso, várias metodologias que visam estimar a ET a partir de dados de sensoriamento remoto necessitam dos valores de R_n como entrada para inúmeras aplicações, destacando-se as hidrológicas, as climáticas, as agrícolas e as energéticas (BISHT & BRAS, 2011).

Muitos instrumentos são utilizados para medir o R_n com boa precisão. No entanto, aqueles considerados convencionais, como o saldo radiômetro, proporcionam medidas pontuais que são representativas apenas para áreas de pequena dimensão (OLIVEIRA, 2012). Diversos modelos, utilizando dados meteorológicos, também foram propostos e são amplamente utilizados para medir o R_n .

Fietz & Fisch (2009) aplicaram vários modelos para estimar o R_n na região de Dourados, Mato Grosso do Sul. Os resultados foram avaliados e comparados com os medidos por uma estação meteorológica automática instalada na área de estudo. As estimativas do R_n geradas apenas com base nas temperaturas máximas e mínimas não apresentaram resultados satisfatórios, enquanto que as equações utilizadas que necessitam da radiação solar global apresentaram desempenhos similares aos medidos, sendo classificados como ótimos. Pela maior praticidade, os autores recomendaram uma equação que utiliza apenas a radiação solar global como variável independente.

Quando há necessidade de estimativa do R_n em grandes áreas, as técnicas de sensoriamento remoto são mais apropriadas, tendo em vista a alta cobertura espacial, dependendo do sistema sensor, e do baixo custo operacional para a geração de mapas do saldo radioativo. Utilizando-se dessa técnica, Gusmão et al. (2012) determinaram o saldo de radiação à superfície na Ilha do Bananal, Tocantins, a partir de imagens Landsat 5 – TM. Nesse estudo, as áreas antropizadas

apresentaram redução do saldo radioativo e os valores obtidos pelas imagens de satélites, validados com medições locais, apresentaram resultados satisfatórios.

Silva et al. (2011) também utilizaram imagens TM do satélite Landsat 5 e dados de estação meteorológica para avaliar o comportamento do saldo de radiação instantâneo em diferentes tipos de cobertura do solo no perímetro irrigado de São Gonçalo, na Paraíba. Nesse estudo, a presença das áreas irrigadas contribuiu para a redução substancial da temperatura da superfície, que, consequentemente, ajudou na diminuição da temperatura do ar, afetando localmente o clima.

Diversas parametrizações vêm sendo desenvolvidas para estimar o R_n e seus componentes (ZILLMAN, 1972; BASTIAANSEN et al., 1998a; TANG & LI, 2008; WANG & LIANG, 2009; BISHT et al., 2005; KIM & LIANG, 2010; LONG et al., 2010; BISHT & BRAS, 2010). Bisht et al. (2005) propuseram um modelo de balanço de radiação diário diurno, baseado no uso de produtos MODIS e aplicado apenas para os dias sem presença de nuvens. Devido a essa limitação, Bisht & Bras (2011) estenderam a estrutura do modelo para produzir estimativas do R_n e seus componentes para condições de céu nublado. Long et al. (2010) analisaram os mecanismos físicos das variações de cada componente do R_n para melhorar a parametrização do saldo diário médio da radiação de ondas curtas, através da quantificação dos efeitos dos fatores do terreno sobre a radiação solar para superfícies inclinadas. Revisões abrangentes da precisão e dos recentes avanços das equações empíricas para a estimativa dos componentes do saldo de radiação foram realizadas por Liang et al. (2010) e Sun et al. (2013) para regiões de climas úmidos e áridos.

7.2 O BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE

A energia do saldo de radiação (R_n) disponível na superfície provoca os aquecimentos do ar (fluxo de calor sensível) e do solo (fluxo de calor no solo), além dos processos de ET (fluxo de calor latente), determinando, assim, o balanço de energia na superfície (SEB) de acordo com a seguinte equação:

$$R_n = LE + G + H \quad (26)$$

onde LE é a densidade do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), parte da energia do balanço utilizada nos processos de ET; G é a densidade do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), representado pelo transporte vertical de calor, através de processos de condução; e H é a densidade do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), que corresponde à troca de calor entre a superfície e as camadas da atmosfera, provocada pelas diferenças de temperatura entre elas. A Figura 51 ilustra esses componentes do equilíbrio de energia do dossel. Os valores dos componentes apresentados na Figura xx são positivos para

condições diurnas, devido ao consumo de energia, com comportamento inverso no período noturno, com valores negativos devido à liberação de energia (VELOSO, 2014).

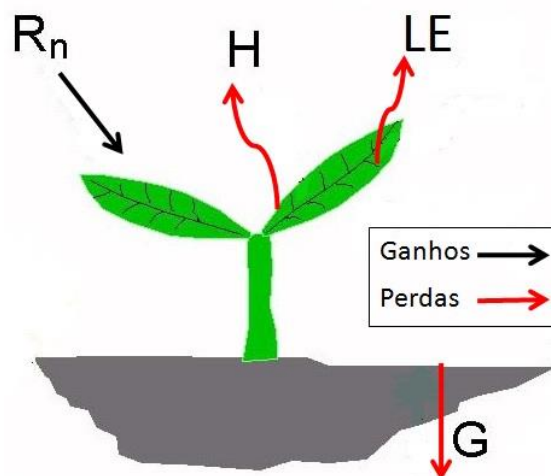


Figura 51 – Representação do balanço de energia na superfície, esquematizada pelos ganhos (R_n) e perdas do sistema (H , L e G) (Adaptado de Allen et al., 2002)

Trata-se, portanto, de um sistema importante para a modelagem atmosférica e a obtenção de informações sobre a ET de superfícies, essenciais para o manejo dos recursos hídricos, principalmente em projetos de irrigação e balanços de bacias hidrográficas. Vários algoritmos utilizam o balanço de energia na superfície, juntamente com imagens multiespectrais de satélites, para estimar os valores distribuídos espacialmente da ET (LIANG et al., 2010; KUSTAS et al., 2012).

7.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE

Observações terrestres ou através de torres de monitoramento têm custos elevados e alta demanda de tempo para fornecer valores representativos da evapotranspiração. Adicionalmente, esses dados pontuais não podem ser facilmente extrapolados para produzir mapas precisos em escala regional devido à variabilidade natural das propriedades físicas, como a umidade do solo e a vegetação (CHOI et al., 2009; TANG et al., 2013). Portanto, para atender essas necessidades, as técnicas propostas com a utilização de dados de imagens de satélites estão sendo cada vez mais aplicadas para fornecer valores regionais distribuídos da ET em mapas com escalas variadas (TANG et al., 2013).

Dentre os modelos de sensoriamento mais utilizadas para a estimativa da ET, destacam-se: o TIM (*Trapezoid Interpolation Model*), pouco complexo e com reduzidos dados de entrada, aplicado com resultados razoáveis nas planícies do sul dos Estados Unidos (CHOI et al., 2009) e

no leste da Ásia (HWANG & CHOI, 2013); o TSEB (*Two-Source Energy Balance*), que contém um tratamento detalhado da radiação e do fluxo de calor turbulento entre os componentes do solo e da vegetação (TIMMERMANS et al., 2007; CHOI et al., 2009); o SEBS (*Surface Energy Balance System*), composto por um conjunto de ferramentas para a determinação dos parâmetros físicos da superfície da Terra, tais como albedo, emissividade, temperatura e cobertura vegetal (SU, 2002; RWASOKA et al., 2011; WANG et al., 2013); o SAFER, baseado na modelagem da razão entre a evapotranspiração atual e a de referência, sem a necessidade de classificação da vegetação e identificação de condições hidrológicas extremas (TEIXEIRA, 2012ab); e o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), que estima a ET através de uma série de cálculos para gerar o saldo de radiação na superfície, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível. Para o cálculo do calor sensível pelo SEBAL, torna-se necessária a identificação de condições hidrológicas extremas na imagem (BASTIAANSEN et al., 1998a; BASTIAANSEN et al., 1998b; ALLEN et al., 2002; SINGH et al., 2008; TEIXEIRA, 2009ab; TEIXEIRA, 2010; ZENG et al., 2011; CAMMALLERI et al., 2012; BORCHARDT & TRAUTH, 2012; RUHOFF et al., 2012; SILVA et al., 2012; YANG et al., 2013).

Um algoritmo de evapotranspiração em escala global, baseado na equação de *Penman-Monteith*, foi desenvolvido para estimar a ET da superfície a partir de dados dos sensores MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua (MU et al., 2007; MU et al., 2011). Esse algoritmo, denominado MOD16, é resultado de um projeto da NASA/EOS que utiliza uma combinação entre os dados citados de sensoriamento remoto e dados meteorológicos globais do GMAO (*Global Meteorological Assimilation Office*). Os dados MOD16 têm resolução espacial de 1 km e temporal de 8 dias, base para outros produtos mensais e anuais.

Ruhoff et al. (2013) verificaram o desempenho do algoritmo de escala continental/global MOD16 na bacia hidrográfica do Rio Grande, Brasil, através de comparações com medições pontuais regionais/locais de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) e resultados do modelo hidrológico MGB-IPH. A comparação entre o produto MOD16 de 8 dias e os dados observados rendeu correlações variando entre 0,78 e 0,81, com erro quadrático médio variando entre 0,78 e 0,46 mm dia⁻¹. Nesse estudo, os autores detectaram que os erros de classificação do uso e cobertura da terra são os maiores contribuintes para a inexactidão do algoritmo MOD16.

7.3.1 Princípios do algoritmo SEBAL

O algoritmo SEBAL, modelo utilizado neste trabalho, estima os balanços de radiação e energia à superfície usando condições térmicas extremas através da escolha de dois *pixels*, sendo um quente e outro frio, de imagens multiespectrais de satélites com radiações nos comprimentos

de onda nas regiões do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Dentre as vantagens desse algoritmo, citadas por Bastiaansen et al. (1998a) na sua formulação, destacam-se: o cálculo empírico da variação espacial da maioria dos parâmetros hidrometeorológicos, a desnecessidade de informações da cobertura da terra e a utilização de imagens infravermelhas termais com diferentes resoluções espaciais. Trata-se do método mais utilizado atualmente por possuir dependência mínima de dados de superfície e apresentar resultados semelhantes aos métodos diretos e formulações consagradas na literatura. No entanto, para a sua melhor aplicação, torna-se necessária a utilização de dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens e a presença de áreas secas e úmidas nas imagens utilizadas, como destacou Oliveira (2012).

Os fluxos de superfície obtidos com o algoritmo SEBAL foram primeiramente comparados e validados com os dados de experimentos de campo na Espanha, no Níger e na China, todos com resultados satisfatórios, tendo em vista que em 85% dos casos as diferenças ficaram dentro da faixa de imprecisão instrumental (BASTIAANSEN et al., 1998b). Atualmente, o modelo está sendo aplicado para estimar a ET em vários países com condições climáticas e agrícolas distintas.

Singh et al. (2008), objetivando avaliar as características operacionais e de desempenho do SEBAL, utilizaram sete imagens TM e ETM+ dos satélites Landsat 5 e Landsat 7, respectivamente, para estimar os componentes do balanço de energia e mapear a variação sazonal da evapotranspiração de culturas de milho e soja em uma região subúmida dos Estados Unidos. Os resultados da evapotranspiração com o modelo SEBAL foram comparados nesse estudo com o método da razão de Bowen e apresentaram uma boa correlação ($r^2 = 0,73$). No entanto, o modelo superestimou o albedo de superfície em 26%, com uma maior diferença no início da estação de crescimento do dossel. Visando reduzir a discrepância entre os valores calculados e observados do albedo, os autores recomendaram utilizar o método banda a banda desenvolvido por Tasumi et al. (2005).

Yang et al. (2013) aplicaram o algoritmo SEBAL utilizando imagens MODIS e ETM+ para gerar mapas de evapotranspiração em duas bacias hidrográficas com escalas diferentes, localizadas em regiões semiáridas da China. Os resultados obtidos pelo modelo foram validados pelos métodos *Penman-Monteith* e do Balanço Hídrico. Com o desempenho alcançado, os autores julgaram o SEBAL como sendo um método apropriado para mapear a evapotranspiração da região. Os resultados com as imagens ETM+ foram melhores quando comparados aos das imagens MODIS, devido à melhor resolução espacial do satélite Landsat. No entanto, a vantagem da aplicação das imagens MODIS está no tempo diário de revista dos satélites Terra e Aqua, ampliando a oferta de produtos em condições de céu claro.

Paul et al. (2013) avaliaram o desempenho do algoritmo SEBAL em uma região semiárida dos Estados Unidos, através da comparação dos dados de ET estimados pelo SEBAL com os dados medidos em campo por quatro lisímetros de pesagem instalados em áreas com agricultura irrigada e de sequeiro. Para esse estudo, foram utilizadas imagens aéreas de alta resolução. Os resultados encontrados foram satisfatórios, sendo que as maiores discrepâncias entre a ET calculada e observada foram notadas nos campos de sequeiro. Analisando a sensibilidade dos *pixels* quentes e frios, os autores concluíram que até 20% da variabilidade nas estimativas de ET poderiam ser atribuídas às diferenças no balanço de energia à superfície e nas propriedades de rugosidade dos *pixels* âncoras. Por esse motivo, Paul et al. (2014) adotaram um excesso de resistência ao parâmetro de transferência de calor no modelo SEBAL, melhorando significativamente as estimativas da ET instantânea.

Cammareli et al. (2012) estimaram a evapotranspiração em uma bacia hidrográfica no sul da Sicília, Itália, utilizando o SEBAL a partir de quatro imagens MODIS. Para avaliar a confiabilidade do SEBAL, medições *in situ* foram realizadas por uma torre de fluxo instalada em um campo homogêneo de cereal dentro da bacia hidrográfica. Os dados modelados da evapotranspiração diária apresentaram resultados semelhantes aos observados, com uma pequena superestimativa de apenas 5% do modelo, que confirma a boa capacidade do SEBAL para avaliar os fluxos de energia e a evapotranspiração real diária na escala da bacia hidrográfica estudada.

Com o objetivo de fazer a reconstrução paleoclimática de uma bacia hidrográfica no norte do Quênia, utilizando-se de modelagens hidrológicas, Borchardt & Trauth (2012) selecionaram 14 cenas de imagens ASTER para estimar a ET atual a partir do algoritmo SEBAL. A aplicação do modelo permitiu a geração de mapas detalhados da ET mensal e anual, com resoluções espaciais de 90 m, que revelaram variações significativas desse componente do balanço hídrico na área de estudo. Os dados da ET como entrada para um modelo hidrológico revelaram que, durante o Holoceno, período úmido na África, as precipitações foram aproximadamente 20% maiores do que as atuais. Esses resultados são semelhantes a outras estimativas de paleoprecipitação na África oriental.

Zeng et al. (2011) aplicaram o modelo SEBAL no Nordeste da China, devido à escassez de dados observados na região, para investigar a distribuição espaço-temporal da ET. Os dados calculados pelo SEBAL foram comparados às variáveis meteorológicas observadas e aos valores obtidos pela equação de *Penman-Monteith*. No estudo, a discrepância entre os valores calculados e observados foi mínima, comprovando a consistência do modelo baseado em técnicas de sensoriamento remoto para a estimativa regional da ET.

No Brasil, mais especificamente na região semiárida da bacia hidrográfica do rio São Francisco, Teixeira et al. (2009ab) utilizaram medições de campo dos saldo de radiação e balanço

de energia à superfície, a partir de quatro experimentos de campo e sete estações agrometeorológicas, para calibrar e validar o algoritmo SEBAL a partir de dez imagens dos satélites Landsat 5 e Landsat 7. Todos os parâmetros calculados apresentaram boas correlações com os parâmetros medidos, destacando-se o R_n e o LE com r^2 de 0,94 e 0,93, respectivamente. Para H e G, os r^2 foram, respectivamente, 0,83 e 0,81. Os autores atribuíram parte dos desvios do H as estimativas do coeficiente de rugosidade. A aplicação de um coeficiente de correção (1,18) na equação de regressão dos valores instantâneos para os valores diários, proposto para as condições semiáridas do Brasil, aproximou os valores estimados da ET pelo SEBAL aos valores observados, com r^2 de 0,91.

Ruhoff et al. (2012) também avaliaram a precisão do algoritmo SEBAL no cômputo dos componentes do balanço de energia em escala regional, através de experimentos realizados no Brasil. As estimativas do SEBAL, utilizando 28 imagens do sensor Terra/MODIS, foram comparadas às medições de covariância de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) e aos resultados do modelo hidrológico MGB-IPH. Verificou-se, nesse trabalho, que o SEBAL tem uma tendência a superestimar os resultados, tanto em escala regional quanto local. No entanto, o bom desempenho confirma o seu potencial, quando usado com imagens MODIS, para estimar o LE instantâneo e a ET diária de grandes áreas.

O algoritmo SEBAL também foi utilizado por Silva et al. (2015) no Brasil para observar as implicações, após a conversão da vegetação do Cerrado por áreas cultivadas, no equilíbrio do balanço de energia e da evapotranspiração. As análises realizadas através do SEBAL, que obtiveram boa concordância com o método *eddy covariance*, mostraram reduções de 12 e 30% da ET com a substituição da vegetação nativa pelas áreas cultivadas de eucalipto e cana-de-açúcar, respectivamente. Os resultados desse estudo indicaram que a metodologia SEBAL é uma ferramenta confiável para estimar o balanço de energia e a ET em paisagens do Cerrado.

Comparando-se os testes realizados por Ruhoff (2011) entre os modelos de escala regional/local (SEBAL) e continental/global (MOD16), nota-se que os dois algoritmos apresentam concepções teóricas e acurácias diferentes, apesar do potencial significativo de ambos no monitoramento da ET. O SEBAL tem forte embasamento em informações de superfície obtidas por sensoriamento remoto, com baixa dependência de dados micrometeorológicos. Enquanto que o MOD16 busca combinar poucas informações baseadas em sensoriamento com dados de reanálise. Por se tratar de um modelo desenvolvido para escalas menores, a precisão do algoritmo SEBAL foi superior a do MOD16 nos estudos regionais efetuados por Ruhoff (2011).

Devido à eficácia já comprovada em diversos trabalhos, o algoritmo SEBAL está sendo cada vez mais utilizado em pesquisas para calibrar e validar a evapotranspiração atual de modelos

hidrológicos, como fizeram Awan & Ismaeel (2014) em uma aplicação do modelo SWAT para estimar a recarga subterrânea no Paquistão.

Embora o SEBAL tenha sido projetado para calcular o balanço energético em escala regional, usando uma quantidade mínima de dados de campo, parametrizações locais de quaisquer equações de sensoriamento remoto podem melhorar a precisão do modelo (DUCHEMIN et al., 2006). O modelo METRIC, desenvolvido por Allen et al. (2007ab), por exemplo, baseia-se no SEBAL mas possui uma autocalibração interna que requer dados horários de boa qualidade da radiação solar, temperatura do ar, velocidade do vento e umidade do ar para calcular a evapotranspiração de referência (CHOI et al., 2009).

Esta revisão mostra que, após anos de pesquisas, os algoritmos utilizados para estimar a ET, dentre eles o SEBAL, são robustos para ser usados na gestão dos recursos hídricos em diversos ecossistemas e resoluções espaciais e temporais. A dependência mínima de informações meteorológicas provenientes de medições superficiais e modelos atmosféricos é um dos fatores que levaram à escolha do SEBAL para esta pesquisa. Além do mais, imagens de vários sistemas sensores, com diferentes resoluções espaciais e temporais, como o MODIS, podem ser utilizadas nesse modelo. O próximo item deste capítulo faz referência às imagens orbitais e aos dados meteorológicos utilizados nesta pesquisa para os cálculos da evapotranspiração.

7.3.2 Imagens orbitais e dados meteorológicos utilizados

Para a aplicação do algoritmo SEBAL nesta pesquisa, foram utilizados os produtos MOD09A1 (reflectância) e MOD11A2 (temperatura e emissividade da superfície) dos satélites Terra (MOD) e Aqua (MYD), que contêm, para cada *pixel*, a melhor observação possível durante um período de 8 dias. Esses dois produtos são disponibilizados gratuitamente pela ferramenta *EarthExplorer* do USGS (*United States Geological Survey*), através do site <https://earthexplorer.usgs.gov>. Tanto o MOD09A1 quanto o MOD11A2 possuem uma área georreferenciada de 1.200 x 1.200 km, denominada “*tile*”, no formato HDF (*Hierarchical Data Format*). Apenas um *tile*, o h14_v09, foi necessário para cobrir toda área da bacia hidrográfica do rio Ipanema, como mostra a Figura 52. Embora reconhecido pelo *Erdas Imagine*, utilizado neste trabalho para o processamento digital das imagens, fez-se necessário importar os arquivos HDF para convertê-los para o formato IMG.

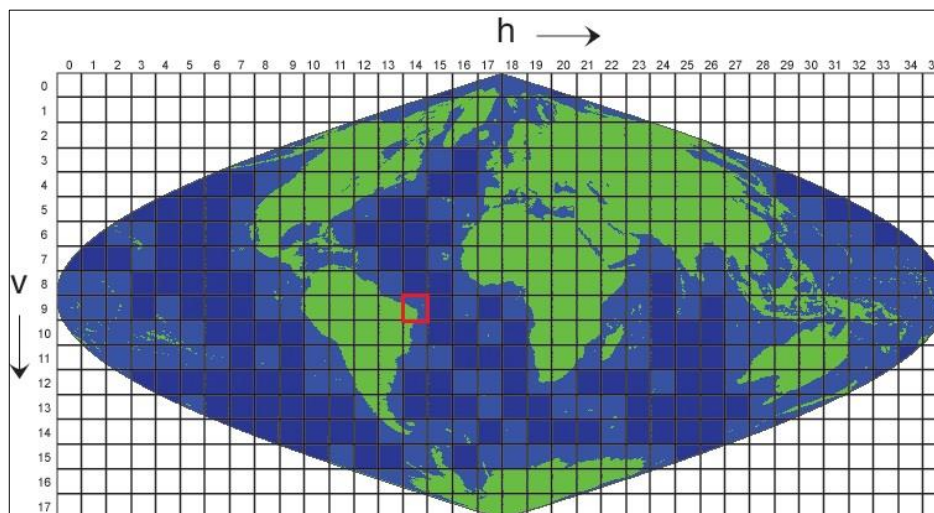


Figura 52 – Detalhamento dos *tiles* do sensor MODIS, com destaque para o h14_v9

O MOD09A1 é um produto Nível 3 que fornece as reflectâncias da superfície das bandas 1 a 7, com resolução espacial de 500 metros na projeção senoidal. Além das reflectâncias da superfície, dispostas nas camadas 1 a 7 do produto, o MOD09A1 também dispõe de outros dados, perfazendo um total de 13 camadas. Para este trabalho, também foi utilizada a camada 9, que possui dados do ângulo zenital solar com resolução de 1 km (Quadro 13).

A utilização efetiva dos produtos MODIS necessita da aplicação de conversão para cada camada, quais sejam: multiplicador ou multiplicador e adicional. De forma que, o valor resultante dessa operação matemática represente, no *pixel* da imagem, o valor real da variável na área de estudo. Os fatores de conversão utilizados para cada banda do produto MOD09A1 também estão descritos no Quadro 13.

Quadro 13 – Descrição, resoluções e fator de correção das camadas utilizadas do produto MOD09A1

Camada	Descrição da camada	Unidade	Resoluções		Fator de conversão
			Temporal	Espacial	
1	Banda 1 (0,620 – 0,670 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
2	Banda 2 (0,841 – 0,876 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
3	Banda 3 (0,459 – 0,479 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
4	Banda 4 (0,545 – 0,565 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
5	Banda 5 (1,230 – 1,250 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
6	Banda 6 (1,628 – 1,652 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
7	Banda 7 (2,105 – 2,155 μm)	Reflectância	Diária	500 m	0,0001
9	Ângulo Zenital Solar	Graus	Diária	1 km	0,01

O MOD11A2 também é um produto Nível 3, mas que fornece dados globais de temperatura da superfície e emissividade das bandas 31 e 32, armazenados com resolução espacial de 1 km na

projeção senoidal. Além dos dados de temperatura da superfície e das emissividades, o produto MOD11A2 também fornece dados adicionais, perfazendo um total de 12 camadas. Para a implementação do SEBAL, foi necessária apenas a utilização da camada 1, que corresponde à temperatura da superfície diurna (Quadro 14). O Quadro 14 também mostra, além da camada utilizada nesta pesquisa, a descrição, as resoluções e os fatores de correção de outras camadas do MOD11A2, como as emissividades das bandas 31 e 32, e o horário da passagem do satélite.

Quadro 14 – Descrição, resoluções e fator de correção de algumas camadas do produto MOD11A2

Camada	Descrição da camada	Unidade	Resoluções		Fator de conversão
			Temporal	Espacial	
1	Temperatura da superfície diurna	Kelvin	Diária	1 km	0,02
3	Horário da passagem	Horas	Diária	1 km	0,1
9	Banda 31 (10,780 – 11,280 μm)	-	Diária	1 km	0,002+0,49
10	Banda 32 (11,770 – 12,270 μm)	-	Diária	1 km	0,002+0,49

Os produtos MOD09A1 e MOD11A2 utilizados nesta pesquisa foram adquiridos em diferentes datas entre os anos 2011 e 2012, como mostram os Quadro 15 e Quadro 16. No total, foram utilizadas 49 imagens dos produtos MOD09A1 e MOD11A2. O critério para a seleção das imagens foi o de menor presença de nuvens, tentando-se obter pelo menos uma imagem para cada mês dentro do período de estudo. Essa tentativa foi bem sucedida, exceto para os meses de abril e maio de 2011, em que todas as imagens disponíveis estavam contaminadas por nuvens (Quadro 15 e Quadro 16).

Quadro 15 – Produtos de 2011 utilizados, com as respectivas datas e horários das passagens dos satélites

Imagem	Data	Hora (H)	Satélite	Imagem	Data	Hora (H)	Satélite
1	01/01/2011	10,4	Terra	11	05/08/2011	13,7	Aqua
2	09/01/2011	10,5	Terra	12	29/08/2011	10,3	Terra
3	26/02/2011	10,4	Terra	13	22/09/2011	13,6	Aqua
4	06/03/2011	10,4	Terra	14	30/09/2011	10,6	Terra
5	14/03/2011	10,6	Terra	15	24/10/2011	10,7	Terra
6	30/03/2011	10,5	Terra	16	09/11/2011	10,7	Terra
7	02/06/2011	13,8	Aqua	17	25/11/2011	13,7	Aqua
8	26/06/2011	10,5	Terra	18	03/12/2011	10,3	Terra
9	12/07/2011	10,6	Terra	19	11/12/2011	10,5	Terra
10	28/07/2011	10,3	Terra	20	27/12/2011	10,1	Terra

* O horário local da passagem do satélite corresponde à moda dos 8 dias do recorte da imagem

Quadro 16 – Produtos de 2012 utilizados, com as respectivas datas e horários das passagens dos satélites

Imagem	Data	Hora (H)	Satélite	Imagem	Data	Hora (H)	Satélite
1	01/01/2012	10,5	Terra	16	11/07/2012	10,5	Terra
2	09/01/2012	10,4	Terra	17	19/07/2012	13,5	Aqua
3	02/02/2012	10,6	Terra	18	04/08/2012	10,3	Terra
4	26/02/2012	10,3	Terra	19	28/08/2012	10,4	Terra
5	05/03/2012	13,7	Aqua	20	13/09/2012	10,6	Terra
6	13/03/2012	10,3	Terra	21	21/09/2012	10,3	Terra
7	21/03/2012	10,6	Terra	22	23/10/2012	10,4	Terra
8	29/03/2012	10,3	Terra	23	31/10/2012	10,4	Terra
9	06/04/2012	13,7	Aqua	24	08/11/2012	10,4	Terra
10	14/04/2012	10,2	Terra	25	16/11/2012	10,5	Terra
11	22/04/2012	10,9	Terra	26	24/11/2012	10,3	Terra
12	30/04/2012	10,3	Terra	27	10/12/2012	10,3	Terra
13	08/05/2012	10,5	Terra	28	18/12/2012	10,3	Terra
14	16/05/2012	10,3	Terra	29	26/12/2012	10,3	Terra
15	17/06/2012	10,2	Terra	-	-	-	-

* O horário local da passagem do satélite corresponde à moda dos 8 dias do recorte da imagem

Para a determinação da evapotranspiração real pelo SEBAL, faz-se necessária a utilização de alguns dados climatológicos, a saber: umidade relativa do ar, temperatura do ar, radiação solar global e velocidade do vento. Como os produtos MODIS utilizados são formados pelos *pixels* da melhor observação possível dos últimos oito dias, foram adotados, para esta pesquisa, os dados referentes ao dia com maior radiação solar no período octogonal, presumindo-se que a maior parte do recorte da imagem é formada pela passagem desse dia com céu mais claro.

Os dados horários de umidade relativa do ar, temperatura do ar e radiação solar para os instantes das passagens dos satélites foram adquiridos de uma estação meteorológica do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), localizada no município de Arcoverde (PE) (Figura 53). Para grande parte do período estudado, os dados de velocidade do vento da estação do INMET estavam indisponíveis. Por esse motivo, foram utilizados dados de velocidade do vento de uma estação próxima, também localizada no município de Arcoverde, operada pelo LAMEPE – ITEP (Laboratório de Meteorologia do ITEP – Instituto de Tecnologia de Pernambuco) (Figura 53), cujos dados são disponibilizados a cada três horas.

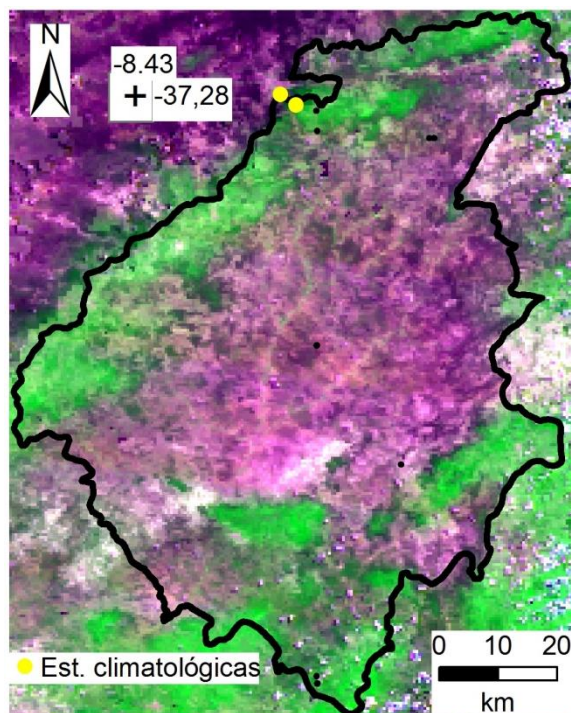


Figura 53 – Recorte da imagem MOD09A1 (1R, 2G, 3B) do dia 30/09/2011 e estações meteorológicas utilizadas para o SEBAL

7.3.3 Determinação da evapotranspiração segundo o SEBAL

No SEBAL, a evapotranspiração é obtida a partir do termo residual da equação clássica do balanço de energia à superfície no momento da passagem do satélite, qual seja:

$$LE = R_n - G - H \quad (27)$$

onde LE ($W\ m^{-2}$) é o fluxo de calor latente instantâneo ($W\ m^{-2}$); R_n é o saldo de radiação ($W\ m^{-2}$); G é o fluxo de calor no solo para aquecê-lo ou resfriá-lo ($W\ m^{-2}$); e H é o fluxo de calor sensível para aquecer ou resfriar a atmosfera ($W\ m^{-2}$). Os cálculos das variáveis do SEBAL, realizados neste trabalho, são descritos em detalhes a seguir. Todas as etapas de processamento do SEBAL, desenvolvidas na ferramenta *Model Maker* do SIG *Erdas Imagine*, estão disponíveis no Apêndice A desta tese.

7.3.3.1 Saldo de radiação instantâneo (R_n)

O saldo de radiação instantâneo (R_n), que representa a contabilização dos fluxos radiativos à superfície, foi obtido através do cômputo dos cursos ascendentes e descendentes das radiações de ondas longas e curtas atuantes no sistema solo-planta-atmosfera, a partir da Equação 25 descrita

no item 7.1.3 deste capítulo, que também foi aplicada por Baastiaansen (1995), Morse et al. (2000), Allen et al. (2002), Oliveira (2012) e Araújo (2014).

Os procedimentos adotados para estimar os componentes do balanço de radiação instantâneo a partir dos produtos MOD09A1 e MOD11A2 são descritos a seguir, de acordo com a sequência de processamento representada na Figura 54. As aplicações de imagens de outros satélites utilizam procedimentos semelhantes, levando-se apenas em consideração as características particulares de cada banda espectral dos respectivos satélites e dos produtos disponíveis.

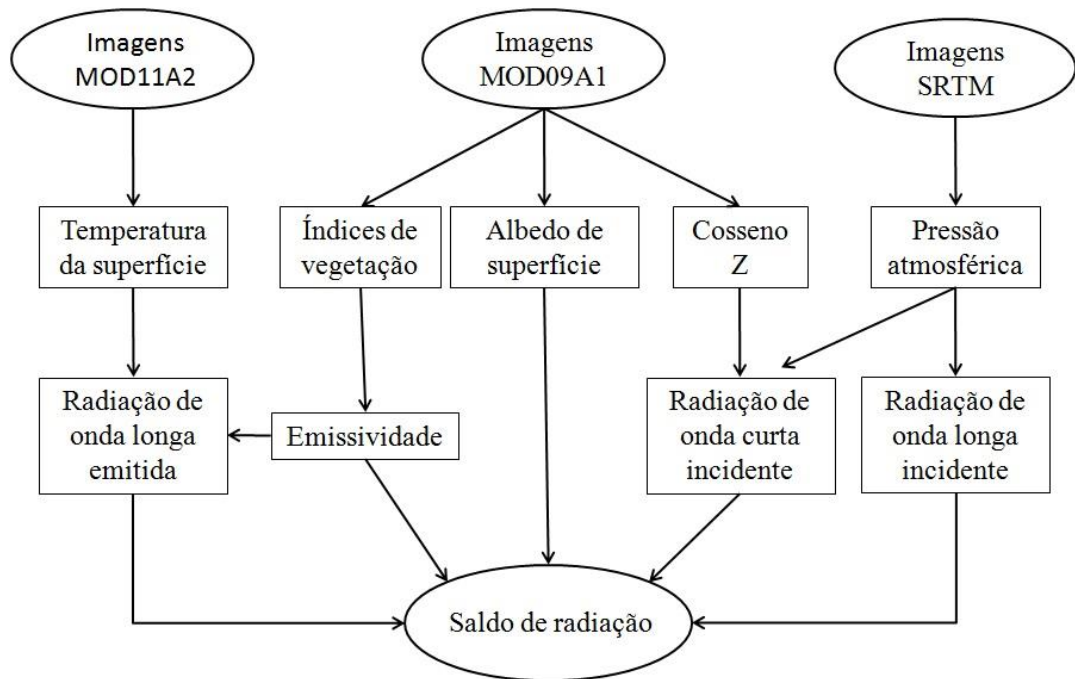


Figura 54 – Fluxograma de processamento do saldo de radiação à superfície (R_n) utilizando produtos MODIS

7.3.3.1.1 Radiação de onda curta incidente ($R_{OC,INC}$)

A radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar global (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre, calculada para cada *pixel* no momento da passagem do satélite através da seguinte equação (ALLEN et al., 2002):

$$R_{OC,INC} = S \cos Z \tau_{sw} d_r \quad (28)$$

onde S é a constante solar (1.367 W m^{-2}); Z é o ângulo zenital solar ($^\circ$), obtido no produto MOD09A1; τ_{sw} é a transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar; e d_r (adimensional) é a distância relativa Terra-Sol no Dia Sequencial do Ano (DSA) da imagem, obtida de acordo com a seguinte equação (DUFFIE & BECKMAN, 1991):

$$d_r = \frac{1}{1 + 0,033 \cos\left(\frac{DSA2\pi}{365}\right)} \quad (29)$$

A transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar (τ_{sw}) foi determinada em função da pressão atmosférica e da água precipitável, de acordo com a seguinte expressão também utilizada por Allen et al. (2007a):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146 P_{atm}}{K_t \cos Z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right] \quad (30)$$

sendo K_t o coeficiente de turbidez da atmosfera, adotado como sendo igual a 1 para céu claro; W a água precipitável (mm); e P_{atm} a pressão atmosférica média (kPa), calculada a partir da seguinte equação (ASCE-EWRI, 2005):

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{T_{ar,k} - 0,0065h}{T_{ar,k}} \right)^{5,26} \quad (31)$$

onde $T_{ar,k}$ é a temperatura do ar (K) medida na estação meteorológica na hora da passagem do satélite; e h a altitude da área (m), calculada *pixel a pixel* a partir do modelo digital de elevação (MDE) do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A água precipitável, por sua vez, foi calculada *pixel a pixel* a partir da equação proposta por Garrison & Adler (1990):

$$W = 0,14 e_a P_{atm} + 2,10 \quad (32)$$

donde e_a é a pressão atual do vapor de água (kPa), calculada pela seguinte equação:

$$e_a = \frac{UR e_s}{100} \quad (33)$$

sendo UR a umidade relativa do ar (%) medida na estação meteorológica; e e_s a pressão de saturação à temperatura (kPa), obtida pela seguinte equação:

$$e_s = 0,61078 \exp \left[\frac{17,269 T_{ar,c}}{273,3 + T_{ar,c}} \right] \quad (34)$$

sendo $T_{ar,c}$ a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) medida na estação meteorológica na hora da passagem do satélite.

7.3.3.1.2 Radiação de onda longa emitida pela atmosfera ($R_{OL,ATM}$)

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada *pixel* da superfície foi computada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{OL,ATM} = \varepsilon_a \sigma T_{ar,c}^4 \quad (35)$$

em que σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); e ε_a é a emissividade atmosférica, que foi obtida a partir da equação desenvolvida por Bastiaanssen (1995), mas com os coeficientes ajustados por Araújo et al. (2012) para o Nordeste brasileiro:

$$\varepsilon_a = 0,9565(-\ln \tau_{sw})^{0.1362} \quad (36)$$

7.3.3.1.3 Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{OL,EMI}$)

A radiação de onda longa emitida pela superfície também foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{OL,EMI} = \varepsilon_0 \sigma T_{sup,k}^4 \quad (37)$$

onde $T_{sup,k}$ é a temperatura da superfície (K), disponível *pixel a pixel* nos produtos MOD11A2; e ε_0 é a emissividade da superfície de cada *pixel* (adimensional), cuja obtenção é especificada no próximo item.

5.3.3.1.4 Emissividade (ε_0)

A emissividade da superfície de cada *pixel*, no cômputo da radiação de onda longa emitida, foi calculada em função do IAF (Índice de Área Foliar) e do SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*), a partir da seguinte equação (ALLEN et al., 2002):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,011\text{IAF} \quad (38)$$

O IAF é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. Trata-se de um indicador da biomassa de cada *pixel* da imagem, computado pela seguinte equação empírica (ALLEN et al., 2002):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (39)$$

sendo o SAVI um indicador da quantidade e da condição de vegetação verde que busca amenizar os efeitos do “*background*” do solo, calculado a partir da seguinte equação (HUETE, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_2 - \rho_1)}{(L + \rho_2 + \rho_1)} \quad (40)$$

sendo ρ_1 e ρ_2 as reflectâncias das bandas 1 e 2 do produto MOD09A1, que correspondem as faixas espectrais do vermelho e do infravermelho próximo, respectivamente; e L um fator em função do tipo de solo, considerado, para este estudo, como sendo igual a 0,1, conforme Allen et al. (2002) e Silva et al. (2011).

7.3.3.1.5 Albedo de superfície (α_{sup})

A última variável da equação do saldo de radiação é o albedo de superfície, que representa a razão entre a radiação solar global refletida e incidente atuantes em cada *pixel*. Uma combinação linear das reflectâncias monocromáticas (ρ) das sete bandas espectrais de onda curta do produto MOD09A1 pode ser realizada para o cálculo dessa variável, utilizando-se a função de ponderação proposta por Tasumi et al. (2008):

$$\alpha_{sup} = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} w_b] \quad (41)$$

onde W_b é o coeficiente de ponderação (Tabela 4), que representa a fração da radiação solar que ocorre na faixa espectral da referida banda b.

Devido à ocorrência sistemática de *stripes* na banda 5 durante o período selecionado para o estudo (Figura 55), foi desconsiderada para o cálculo do albedo de superfície a sua contribuição ($W_5 = 0,0$). Por isso, realizou-se neste trabalho uma redistribuição dos pesos das outras bandas (W_b^*), apresentada na Tabela 4, de acordo com a proposta de Trezza et al. (2013).

Tabela 4 – Coeficientes de ponderação baseados na radiação solar na superfície

Banda	Comprimento de onda (μm)	W_b	W_b^*
1	0,620 – 0,670	0,215	0,215
2	0,841 – 0,876	0,215	0,266
3	0,459 – 0,479	0,242	0,242
4	0,545 – 0,565	0,129	0,129
5	1,230 – 1,250	0,101	0,000
6	1,628 – 1,652	0,062	0,112
7	2,105 – 2,155	0,036	0,036

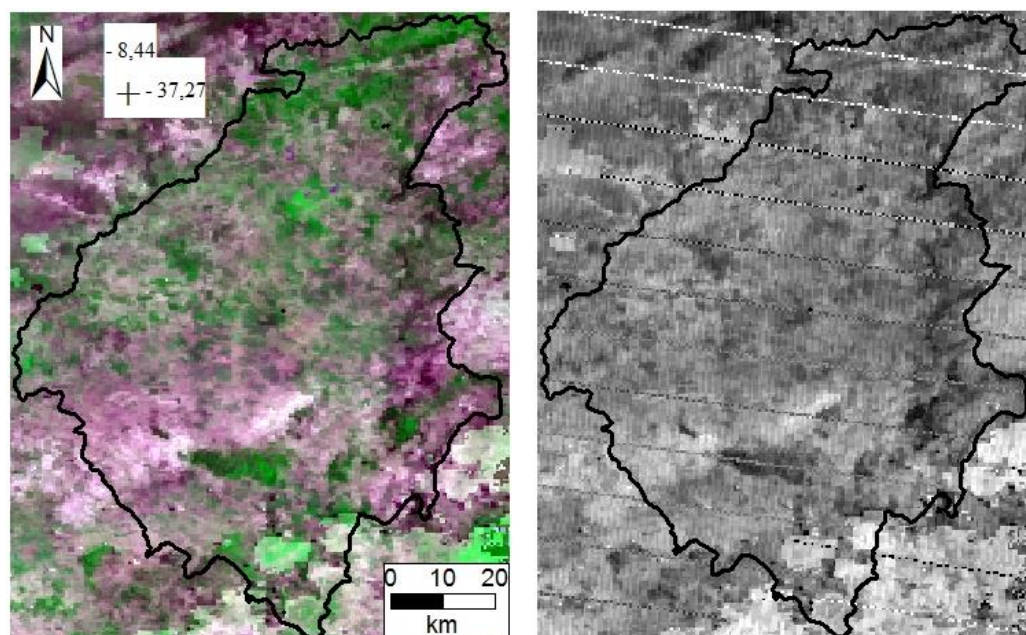


Figura 55 – Combinação das bandas 1R, 2G e 3B do produto MOD09A1 para a área de estudo (esquerda) e a banda 5 correspondente à mesma imagem (direita), desconsiderada pela presença de *stripes*

7.3.3.2 Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo foi obtido através do seguinte modelo, desenvolvido por Bastiaanssen (2000) para valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_{\text{sup},c}}{\alpha_{\text{sup}}} (0,0038\alpha_{\text{sup}} + 0,0074\alpha_{\text{sup}}^2)(1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] R_n \quad (42)$$

em que $T_{\text{sup},c}$ é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$); e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada, computado também *pixel a pixel*, através da razão entre a diferença das refletividades dos canais infravermelho próximo (ρ_2) e do vermelho (ρ_1), bandas 2 e 1 do produto MOD09A1, respectivamente, pela soma das mesmas:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (43)$$

No cômputo do fluxo de calor no solo em corpos de água, ou seja, com $NDVI < 0$, considerou-se $G = 0,3R_n$, como também fizeram Silva et al. (2010) e Oliveira (2012).

7.3.3.3 Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo de calor sensível representa a taxa de perda de energia a partir do solo por meio de processos de convecção e difusão, resultante da diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera sobreposta mais baixa. Trata-se da etapa principal do SEBAL, obtida através de um processo iterativo com base na velocidade do vento, na rugosidade e temperatura da superfície, conforme mostra a Figura 56.

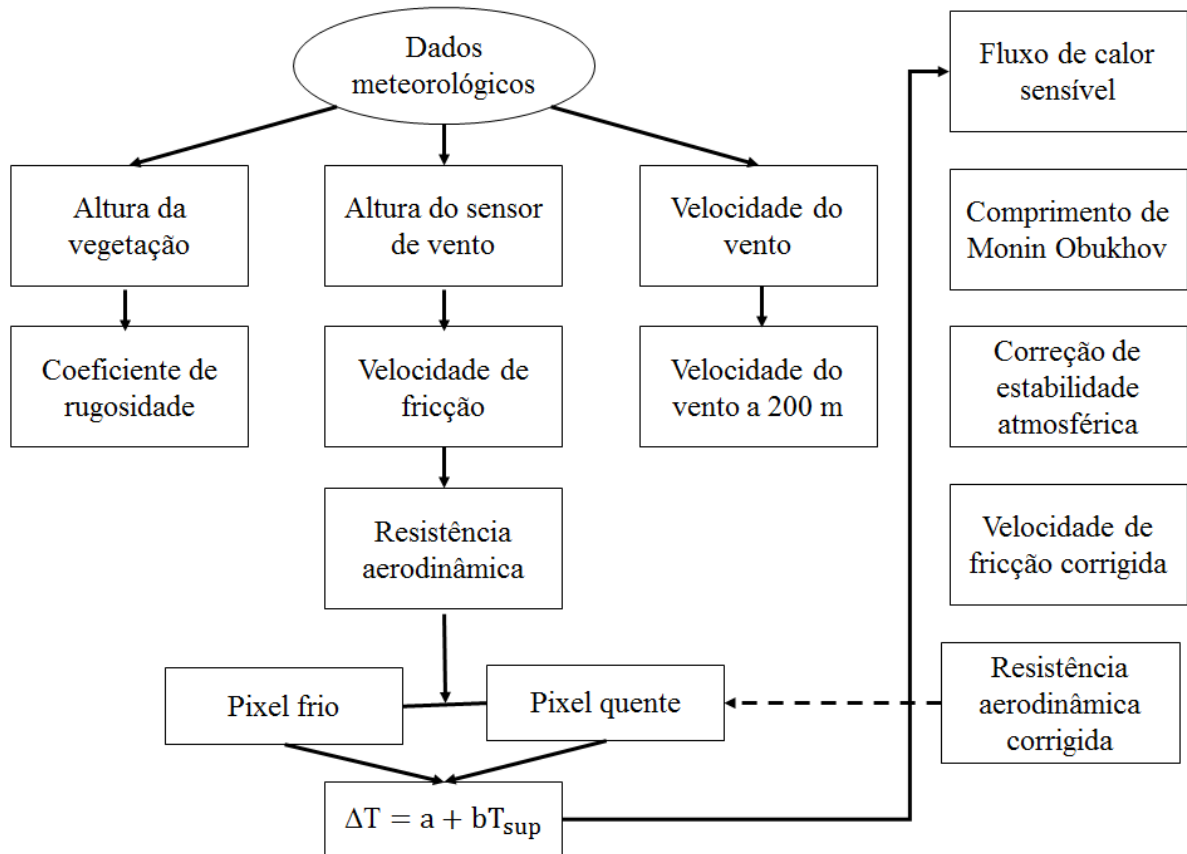


Figura 56 – Fluxograma de processamento para a obtenção do fluxo de calor sensível (H), utilizando-se a iteratividade

O valor de H no algoritmo SEBAL foi obtido de acordo com a seguinte equação (BASTIAANSSEN et al., 1998a; ALLEN et al., 2007; SILVA et al., 2010; OLIVEIRA, 2012):

$$H = \frac{\rho_a c_p (\Delta T)}{r_{ah}} \quad (44)$$

onde ρ_a é a densidade do ar úmido (kg m^{-3}); c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); ΔT é a diferença entre a temperatura da superfície e do ar em uma altura de referência de 2 m; e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (m s^{-1}). Os cálculos dessas variáveis foram descritos em detalhes a seguir, na ordem de processamento dos dados.

7.3.3.3.1 Densidade do ar úmido (ρ_a)

A densidade do ar úmido, variável necessária para o cálculo do H, foi obtida a partir da seguinte equação:

$$\rho_a = \frac{P_{atm}}{R_d T_{ar,c}} \left(1 - \frac{0,378 e_a}{P_{atm}} \right) \quad (45)$$

em que P_{atm} e e_a são as pressões atmosférica (kPa) e atual do vapor de água (kPa), respectivamente, já obtidas no cálculo do R_n ; $T_{ar,c}$ é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), obtida na estação meteorológica; e R_d é a constante dos gases específica para o ar seco ($287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

7.3.3.3.2 Resistência aerodinâmica (r_{ah})

A resistência aerodinâmica foi determinada pela velocidade do vento, rugosidade da superfície, deslocamento de altura e instabilidade térmica da atmosfera (Figura 57), conforme a seguinte equação (BASTIAANSSEN, 2000; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2007; SILVA et al., 2010; OLIVEIRA, 2012):

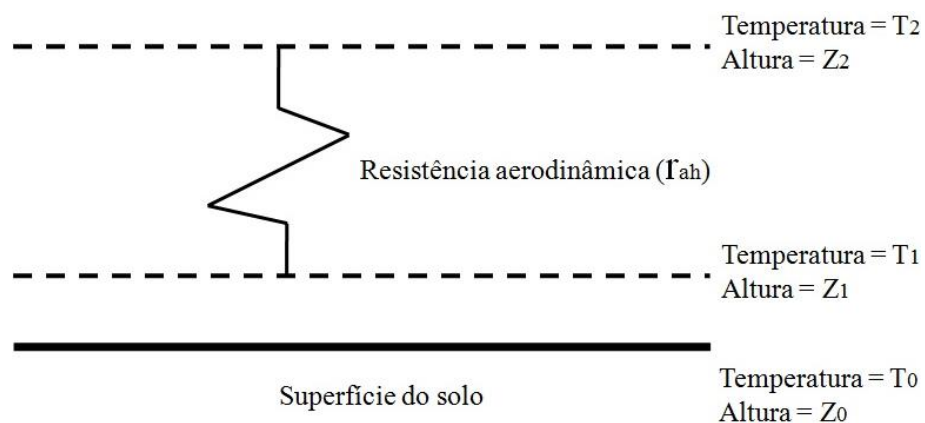


Figura 57 – Representação da transferência de calor aerodinâmico (Fonte: Adaptado de Morse et al., 2000)

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^{*inicial}k} \quad (46)$$

sendo z_1 e z_2 as alturas (m) acima do dossel vegetativo, respectivamente iguais a 0,1 e 2; k a constante de Von Karman (0,41); e $u^{*inicial}$ a velocidade de fricção inicial ($m s^{-1}$), calculada *pixel a pixel*. Antes da obtenção da velocidade de fricção inicial, calculou-se a velocidade de fricção pontual na estação meteorológica, considerando-se a equação do perfil logaritmo do vento em condição de estabilidade neutra, conforme a seguinte expressão (MORSE et al., 2000; RUHOFF, 2011; Oliveira, 2012):

$$u^{*estação} = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m_{estação}}}\right)} \quad (47)$$

onde z_x é a altura do sensor instalado na estação meteorológica; u_x é a velocidade do vento ($m s^{-1}$) na altura z_x ; e $z_{0m_{estação}}$ é o coeficiente de rugosidade local da estação meteorológica em função da altura média da vegetação, calculado de acordo com a seguinte formulação (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{0m_{estação}} = 0,12h \quad (48)$$

onde h é a altura média da vegetação (m) na área de medição da velocidade do vento, considerada para este trabalho como sendo igual a 0,1 m.

Admitindo-se, ainda, a atmosfera em condição de estabilidade neutra, foi projetada a velocidade do vento a uma altura de 200 m ($u_{200_{estação}}$), chamada de *blending height*, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis e, portanto, a velocidade do vento é espacialmente constante. Essa projeção foi feita conforme a equação proposta por Bastiaanssen et al. (1998a):

$$u_{200_{estação}} = u^{*estação} \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m_{estação}}}\right)}{k} \quad (49)$$

Os valores de rugosidade, velocidade de fricção e velocidade do vento, encontrados nas Equações 48, 47 e 49, fornecem resultados pontuais no local da estação meteorológica. Para a determinação da velocidade de fricção inicial de cada *pixel* ($u^{*inicial}$), necessária para a

determinação da resistência aerodinâmica, foi utilizada a mesma Equação 47 para a velocidade do vento (u) na altura (z) 200 m, quais sejam u_{200} e z_{200} , respectivamente:

$$u^{*inicial} = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)} \quad (50)$$

O coeficiente de rugosidade (z_{0m}), por sua vez, foi obtido em função do SAVI (Equação 40), a partir da seguinte equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (51)$$

Com base nos valores da velocidade de fricção inicial *pixel a pixel*, estimou-se a resistência aerodinâmica ao transporte *momentum*, $r_{ah_inicial}$ ($m\ s^{-1}$), considerando a atmosfera em condição de estabilidade neutra, a partir da Equação 46.

7.3.3.3 Diferença entre $T_{sup,k}$ e $T_{ar,k}$ (ΔT)

A diferença entre as temperaturas da superfície e do ar (ΔT), ambas em kelvin, é prevista para estimar o fluxo de calor sensível (H) a partir da Equação 44. Nessa equação, tanto H quanto ΔT são desconhecidos, mas estão diretamente relacionados entre si, assim como o valor da resistência aerodinâmica (r_{ah}). Portanto, faz-se necessário um processo de calibração interno para condições extremas de temperatura e umidade, através da escolha de dois *pixels* de referência, sendo um frio e outro quente, assumindo-se, nesses *pixels*, valores para H . O valor de ΔT é expresso pela seguinte equação (BASTIAANSSEN et al., 1998a; MORSE et al., 2000; RUHOFF, 2011; OLIVEIRA, 2012):

$$\Delta T = a + bT_{sup,k} \quad (52)$$

onde “a” e “b” são coeficientes de calibração obtidos com base nos componentes do balanço de energia dos *pixels* de referência; e $T_{sup,k}$ é a temperatura da superfície (K) nos referidos *pixels*. Considerou-se para o *pixel* frio, selecionado em áreas com alto NDVI e baixa temperatura de superfície (T_{suo,k_frio}), que o fluxo de calor sensível é nulo, ou seja, $H_{frio} = 0$. Portanto, conclui-se que ΔT também seja igual a 0.

O *pixel* mais seco, por sua vez, foi selecionado em uma área com baixos valores de NDVI e altas temperaturas. Nesse *pixel*, ao contrário do frio, o fluxo de calor latente é nulo e o H_{quente} (W

m⁻²) é igual ao saldo de energia disponível (BASTIAANSSEN, 2000; MORSE et al., 2000; OLIVEIRA, 2012):

$$H_{\text{quente}} = R_{n_{\text{quente}}} - G_{\text{quente}} = \frac{\rho c_p (a + b T_{\text{sup},k_{\text{quente}}})}{r_{ah_{\text{quente}}}} \quad (53)$$

sendo $R_{n_{\text{quente}}}$, G_{quente} , $T_{\text{sup},k_{\text{quente}}}$ e $r_{ah_{\text{quente}}}$ os valores do saldo de radiação (W m^{-2}), fluxo de calor no solo (W m^{-2}), temperatura da superfície (K) e resistência aerodinâmica (m s^{-1}), respectivamente, coletados nas imagens exatamente no local do *pixel* quente. A partir desses dados coletados, os ΔT 's dos *pixels* quente e frio são então calculados pelas seguintes equações:

$$a + b T_{\text{sup},k_{\text{quente}}} = \frac{H_{\text{quente}} r_{ah_{\text{quente}}}}{\rho c_p} = \frac{(R_n - G)_{\text{quente}} r_{ah_{\text{quente}}}}{\rho c_p} \quad (54)$$

$$a + b T_{\text{sup},k_{\text{frio}}} = 0 \quad (55)$$

Os valores de $T_{\text{sup},k_{\text{quente}}}$, $T_{\text{sup},k_{\text{frio}}}$ e ΔT do *pixel* quente são então conhecidos a partir do sistema com as Equações 54 e 55 e as duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b pelo declive e intercepção, como mostra a Figura 58, para a consequente obtenção do valor de H :

$$T_{\text{sup},k_{\text{quente}}} - T_{\text{sup},k_{\text{frio}}} = \Delta T = a + b T_{\text{sup}} \quad (56)$$

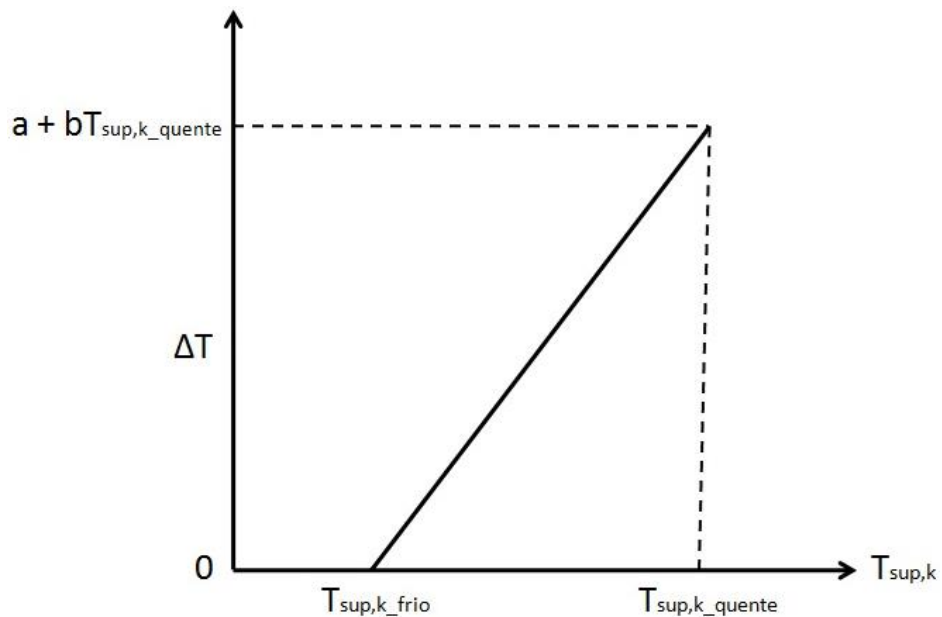


Figura 58 – Conceito da diferença entre as temperaturas da superfície e do ar no SEBAL (Adaptado de Morse et al. (2000))

No entanto, os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada *pixel* e servem, apenas, como valores iniciais de um processo iterativo, pois foram obtidos em condição de estabilidade neutra. Dessa forma, a fim de considerar a condição de estabilidade atmosférica de cada *pixel* da imagem no instante da passagem do satélite, aplicou-se o comprimento de Monin-Obukhov (L), computado em função dos fluxos de calor e de *momentum* pela seguinte expressão:

$$L = - \frac{\rho c_p u^{*inicial^3} T_{sup,k}}{kgH} \quad (57)$$

onde g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$). Inicialmente, para o cálculo do L , considerou-se a condição de neutralidade, e os valores de L definiram as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável; e se $L = 0$, a atmosfera é considerada neutra. Neste trabalho, foram utilizadas as formulações de Paulson (1970) e Webb (1970) para as correções de estabilidade da atmosfera instável para o transporte momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h):

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + X_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + X_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(X_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (58)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + X_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (59)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + X_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (60)$$

com

$$X_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (61)$$

$$X_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (62)$$

$$X_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (63)$$

sendo $\psi_{m(200m)}$ a correção de estabilidade atmosférica para o transporte *momentum* na altura 200 m; $\psi_{h(2m)}$ e $\psi_{h(0,1m)}$ as correções de estabilidade atmosféricas para o transporte de calor nas alturas 2 m e 0,1 m, respectivamente; e $X_{(200m)}$, $X_{(2m)}$ e $X_{(0,1m)}$ parâmetros. Para a atmosfera neutra, tanto o transporte momentum quanto o transporte de calor serão iguais a 0.

Após as correções de estabilidade, foram corrigidas a velocidade de fricção ($u^{*corrigido}$) e a resistência aerodinâmica ($r_{ah_corrigido}$) por meio das seguintes equações, respectivamente (BASTIAANSEN, 1995; MORSE et al., 2000; OLIVEIRA, 2012):

$$u^{*corrigido} = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (64)$$

$$r_{ah_corrigido} = - \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{u^{*corrigido}k} \quad (65)$$

em que $\psi_{h(0,2m)}$ e $\psi_{h(0,1m)}$ correspondem as correções de estabilidade para o transporte de calor sensível nos níveis z_1 e z_2 , os mesmos da Equação 46, ou seja, 0,1 m e 2 m, respectivamente, acima do dossel vegetativo.

Após os cálculos do $u^{*corrigido}$ e $r_{ah_corrigido}$, retornou-se ao cômputo da Equação 52 para determinar novos valores de “a” e “b” e gerar um novo ΔT . O ΔT obtido após os cálculos da velocidade de fricção e resistência atmosférica corrigidos possibilitou a geração de um novo mapa de H e de um novo valor de L. O novo valor de L possibilitou a determinação da nova condição de estabilidade atmosférica e novas correções da velocidade de fricção e resistência aerodinâmica. Repetiu-se esse procedimento até o erro relativo entre as resistências aerodinâmicas ser menor que 1%, sendo necessárias até 8 iterações para a maioria dos processos.

7.3.3.4 Fluxo de calor latente (LE)

Uma vez obtidos os fluxos de calor sensível (H), no solo (G) e o saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor latente (LE) correspondente ao instante da passagem do satélite foi calculado a partir da seguinte equação:

$$LE = R_n - G - H \quad (66)$$

7.3.3.5 Fração evaporativa (FE)

A evapotranspiração real diária foi determinada com base na fração evaporativa instantânea (FE_i), definida pela razão entre LE e ($R_n - G$). Como a FE_i é aproximadamente igual à fração evaporativa diária (FE_{24h}), foi utilizada a seguinte equação (BASTIAANSSEN et al., 1998a; TEIXEIRA et al., 2009a; RUHOFF, 2011; OLIVEIRA, 2012):

$$FE_i = \frac{LE}{R_n - G} = \frac{LE_{24h}}{R_{n24h}} \quad (67)$$

sendo LE, R_n e G os valores instantâneos do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), saldo de radiação ($W m^{-2}$) e fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), respectivamente; e LE_{24h} e R_{n24h} os valores diários do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) e do saldo de radiação ($W m^{-2}$), respectivamente.

7.3.3.6 Saldo de radiação diário (R_{n24h})

O R_{n24h} foi obtido a partir do método original sugerido pelo SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998), que utiliza dados diários de radiação solar global medida, albedo de superfície e transmissividade da atmosfera, de acordo com a seguinte equação (De BRUIN, 1987; De BRUIN & STRICKER, 2000):

$$R_{n24h} = (1 - \alpha)R_{OC,24h,medida} - 110\tau_{24h} \quad (68)$$

onde α é o albedo de superfície obtido a partir da Equação 41; $R_{OC,24h,medida}$ é radiação solar global média diária ($W m^{-2}$) disponível na estação meteorológica do INMET; e τ_{24h} é a transmissividade atmosférica diária (adimensional), calculada a partir da seguinte equação:

$$\tau_{24h} = \frac{R_{OC,24h,medida}}{R_{TOA24h}} \quad (69)$$

em que R_{TOA24h} é a radiação solar diária no topo da atmosfera ($W m^{-2}$), obtida pela expressão:

$$R_{TOA24h} = \frac{24(60)}{\pi} G_{cs} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (70)$$

onde G_{sc} é a constante solar ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$); d_r é o quadrado da distância relativa entre a Terra e o Sol (rad); ω_s é o ângulo horário do nascer do Sol (rad); δ é a declinação solar (rad); e φ o valor da latitude (rad) da estação meteorológica. Os valores da d_r , δ e ω_s foram obtidos, respectivamente, a partir das seguintes equações:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \text{DSA}\right) \quad (71)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} \text{DSA} - 1,39\right) \quad (72)$$

$$\omega_s = \arcsin[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (73)$$

sendo DSA o dia sequencial do ano da imagem utilizada.

7.3.3.6 Evapotranspiração real diária

Após o cálculo dos valores instantâneos de LE, foi aplicada a seguinte expressão, proposta por Bastiaanssen et al. (1998), para obter o fluxo de calor latente para 24 horas (LE_{24h}):

$$LE_{24h} = FE_i R_{n24h} \quad (74)$$

A conversão da LE_{24h} em ET_{24h} (mm dia^{-1}) foi dada por:

$$ET_{24h} = 0,035 FE_i R_{n24h} \quad (75)$$

7.3.3.7 Análises comparativas

Análises comparativas foram realizadas entre os dados da evapotranspiração real diária calculada pelo SEBAL (ET_{SEBAL}) e a evapotranspiração de referência calculada pelo método *Penman-Monteith* (ET_0). A ET_0 faz alusão a uma evapotranspiração hipotética, assumindo uma altura da vegetação de 0,12 m, uma resistência de superfície fixa de 70 sec m^{-1} e um albedo de 0,23, assemelhando-se a evapotranspiração de uma extensa superfície de grama verde de altura uniforme, bem regada e crescendo ativamente. Para o cálculo da ET_0 , aplicou-se a seguinte equação padronizada pela FAO (ALLEN et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{ar,c} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (76)$$

onde ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); $T_{ar,c}$ é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$) a uma altura de 2 m; u_2 é a velocidade do vento (m s^{-1}) a uma altura de 2 m; e_s é a pressão de saturação do vapor à temperatura (kPa); e_a é a pressão atual do vapor de água (kPa); γ é a constante psicrométrica (adimensional); e Δ é a tangente à curva de pressão de vapor, em $T_{ar,c}$.

Os dados da ET_{SEBAL} utilizados na análise comparativa correspondem à média aritmética dos valores de uma janela de $3 \times 3 \text{ pixels}$ da imagem, cuja célula central equivale à coordenada da estação meteorológica. Abordagens semelhantes de seleção dos *pixels* também foram utilizadas por Ruhoff (2011), Oliveira (2012), Lima et al. (2014) e Machado et al. (2014), já que corresponde à área de abrangência aproximada dos dados utilizados para o cálculo da ET_0 . O desvio absoluto (DA) e o desvio relativo (DR) foram os índices estatísticos aplicados nesta análise:

$$DA = |ET_0 - ET_{SEBAL}| \quad (77)$$

$$DR = \frac{(ET_0 - ET_{SEBAL})}{ET_0} 100\% \quad (78)$$

7.3.3.8 Evapotranspiração real mensal

A evapotranspiração real diária foi agregada em valores mensais proporcionalmente à evapotranspiração de referência (ET_0), partindo-se do pressuposto de que a razão entre a evapotranspiração da imagem utilizada e a ET_0 diária permanece a mesma para todo o mês (MORSE et al., 2000; MEKONNEN, 2005; KHALAF, 2010):

$$ET_m = \frac{ET_{24h}}{ET_0} ET_{0_mês} \quad (79)$$

onde ET_m é a evapotranspiração real mensal; ET_{24h} é a evapotranspiração real diária; ET_0 é a evapotranspiração de referência diária; e $ET_{0_mês}$ é a evapotranspiração de referência acumulada mensal.

7.4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.4.1 Parâmetros biofísicos (NDVI, T_{sup} e Albedo)

No cômputo do SEBAL, incluem-se três índices de vegetação, dentre eles o NDVI, que utiliza as bandas do infravermelho próximo e do vermelho para destacar a vegetação e caracterizar as variações estruturais do dossel. A Figura 59 mostra a variação média anual do NDVI entre 2011 (A) e 2012 (B) no recorte da imagem utilizado para o processamento dos dados empregados no cálculo da evapotranspiração real. Devido às rápidas respostas da vegetação da Caatinga frente às alterações da umidade, observa-se nos mapas do NDVI uma diferença significativa entre os dois anos analisados, provocada pela escassez de precipitação na região em 2012 (Figura 59AB).

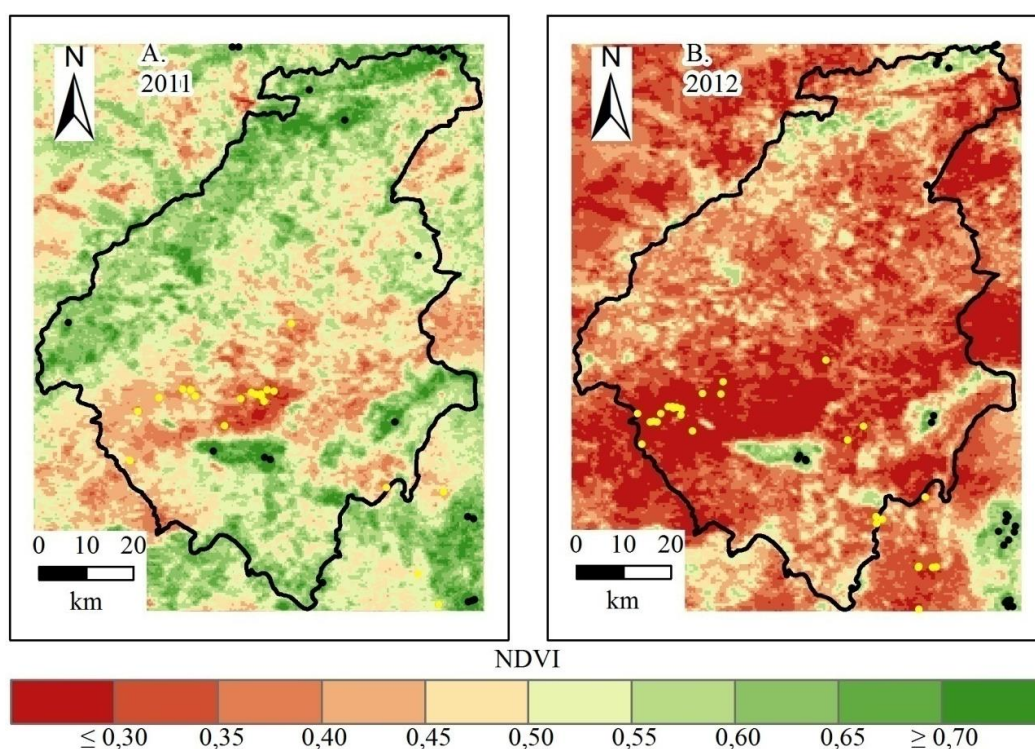


Figura 59 – Médias anuais do NDVI em 2011 (A) e 2012 (B), com a localização dos *pixels* âncoras frios (pretos) e quentes (amarelos) selecionados para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)

Em 2011, o NDVI dentro dos limites da bacia hidrográfica variou entre 0,25 e 0,83, com média de 0,53 (Figura 59A). Para o ano seguinte, observa-se uma redução do valor mínimo (0,17), máximo (0,76) e médio (0,37) na área de estudo, provocada pelo estresse hídrico (Figura 59B). Nos dois anos analisados, os valores mais altos do NDVI estão associados às áreas de vegetação natural (Caatinga), compreendidas pelos brejos de altitude. Por outro lado, os menores valores estão situados em áreas degradadas, cujas características são a exposição total do solo e a vegetação muito rala. Neste estudo, não foram observados valores negativos do NDVI, geralmente

relacionados aos corpos hídricos, já que os tamanhos dos espelhos de água da região são bem inferiores ao *pixel* do produto MOD09A1 utilizado no cálculo desse índice.

Bezerra et al. (2015) também encontraram valores baixos de NDVI (0 - 0,2) para o semiárido nordestino nas áreas de solo exposto, pequenos aglomerados urbanos e vegetação rala de Caatinga. Por outro lado, os maiores valores de NDVI (0,7 – 0,8) detectados nesse estudo foram nas áreas de vegetação nativa densa, no período de maior índice pluviométrico da região. As oscilações sazonais nos valores do NDVI, provocadas pelas variações da umidade do solo provenientes das precipitações, também foram observadas nesse estudo plurianual (2007-2010).

Na Figura 60, observa-se a variação sazonal dos parâmetros biofísicos NDVI, temperatura de superfície e albedo em três imagens de cada ano, selecionadas em meses distintos do regime pluviométrico da região, a saber: março, julho/agosto e outubro. Nos mapas do NDVI (A – F), percebe-se um incremento nos valores do índice de vegetação nas imagens dos meses de julho de 2011 (Figura 60B) e agosto de 2012 (Figura 60E), que compreendem o final do período chuvoso na bacia hidrográfica. No entanto, nota-se na comparação entre esses dois mapas que a vegetação não recuperou completamente o seu vigor após o período chuvoso abaixo da média registrado em 2012. Para as imagens dos dias 28/07/2011 e 04/08/2012, os valores médios do NDVI na área de estudo foram de, respectivamente, 0,55 e 0,40.

A temperatura de superfície (T_{sup}), bom indicador do estado hídrico das culturas, constitui-se em um parâmetro fenológico de notável influência climática, utilizado no SEBAL como variável de entrada no balanço de onda longa do saldo de radiação (R_n), na obtenção do fluxo de calor no solo (G) e na escolha dos *pixels* quente e frio do cálculo do fluxo de calor sensível (H). Neste estudo, as imagens de T_{sup} trabalhadas apresentaram relação inversa ao NDVI, como mostram as comparações entre os mapas desses dois parâmetros na Figura 60 e a regressão linear obtida a partir do recorte da imagem do dia 28/07/2011 (Figura 61). Esse comportamento detectado sugere que as áreas vegetadas são mais frias que as não vegetadas, pois as copas das árvores interceptam a radiação solar incidente e inibem o aquecimento direto da superfície. Relação linear semelhante entre índices de vegetação e temperatura de superfície também foram observados em estudos anteriores, como os de Yue et al. (2007), Andrade (2008) e Khalaf (2010).

Na Figura 60, observa-se, entre as imagens selecionadas, que as temperaturas de superfície ($G - L$) apresentaram grande variação sazonal intra-anual, com redução acentuada naquelas do meio do ano, que compreende o período mais chuvoso da região. Nesse conjunto de mapas da Figura 60, as temperaturas de superfície mais baixas foram detectadas nos dias 28/07/2011 e 04/08/2012, com valores médios para toda a bacia hidrográfica de 27,9 e 29,1 °C, respectivamente. Na comparação plurianual, nota-se um crescimento da T_{sup} em 2012 provocado pelo estresse hídrico na região nesse ano (Figura 60). Computando-se todas as 49 imagens trabalhadas neste

estudo, os valores médios da T_{sup} em 2011 e 2012 foram de, respectivamente, 33,6 e 37,8 °C, o que representa um incremento médio superior a 4 °C no segundo ano hidrológico desta pesquisa.

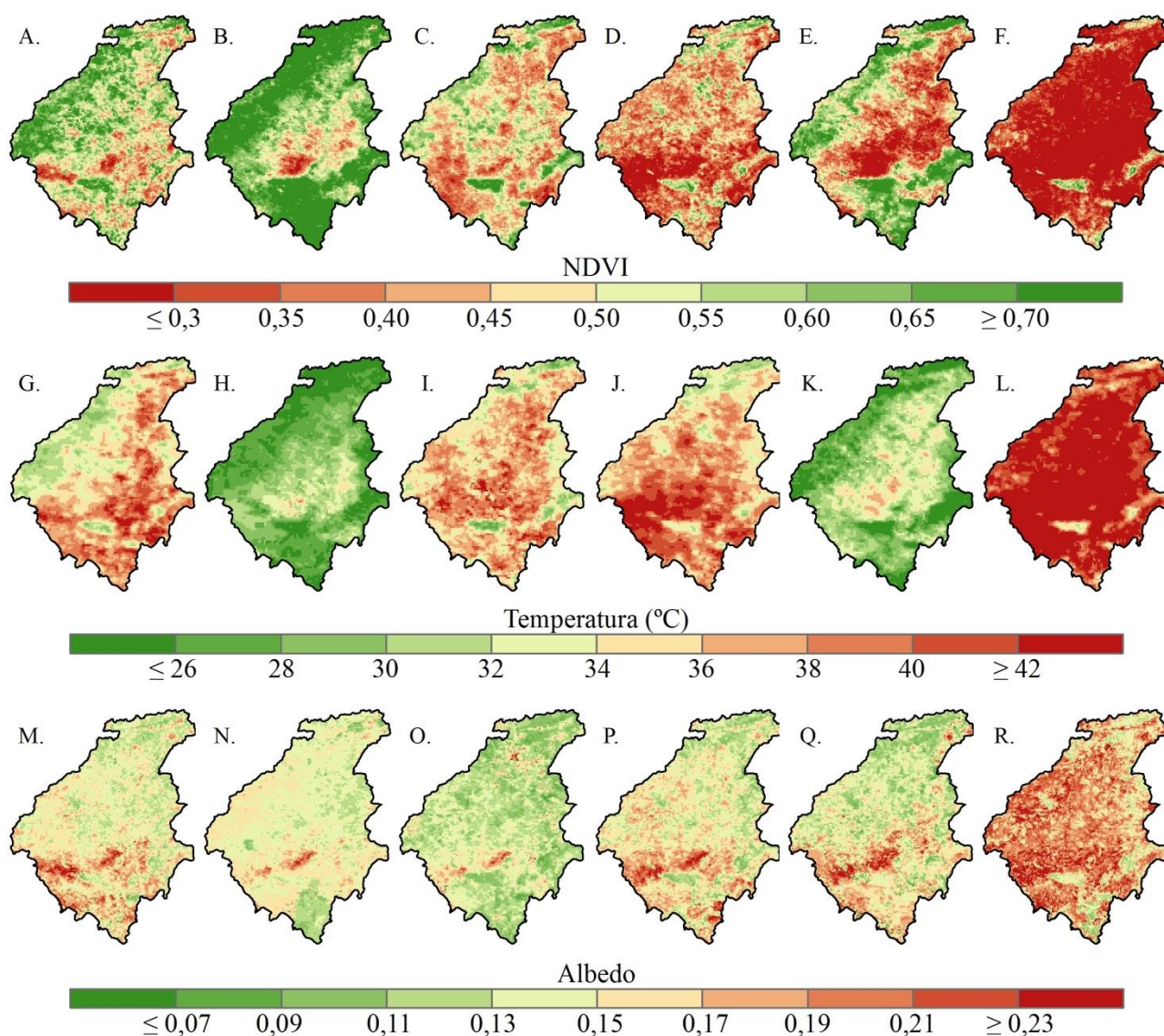


Figura 60 – Variação sazonal do NDVI (A – F), temperatura de superfície (G – L) e albedo (M – R) na BHRI, referentes às imagens dos dias 30/03/2011 (A, G e M), 28/07/2011 (B, H e N), 24/10/2011 (C, I e O), 29/03/2012 (D, J e P), 04/08/2012 (E, K e Q) e 23/10/2012 (F, L e R)

Os valores médios do albedo encontrados nas seis imagens (M – R) da Figura 60, representadas por períodos distintos do regime hidrológico da região, variaram entre 0,12 e 0,18, correspondentes às imagens dos dias 24/10/2011 e 23/10/2012, respectivamente. Em todas as imagens, os maiores valores de albedo, superiores a 0,23 e destacados na cor vermelha, foram observados nas regiões sudoeste e centro-sul da bacia hidrográfica, onde se verificam as maiores manchas de solos descobertos no mapa de uso e ocupação da terra (Figura 39). No geral, as áreas de vegetação nativa (Caatinga) densa apresentaram valores de albedo inferiores a 0,15, com

exceção de alguns *pixels* da imagem do dia 23/10/2012, devido às condições anormais de suprimento de água e nutrientes para a vegetação nesse ano.

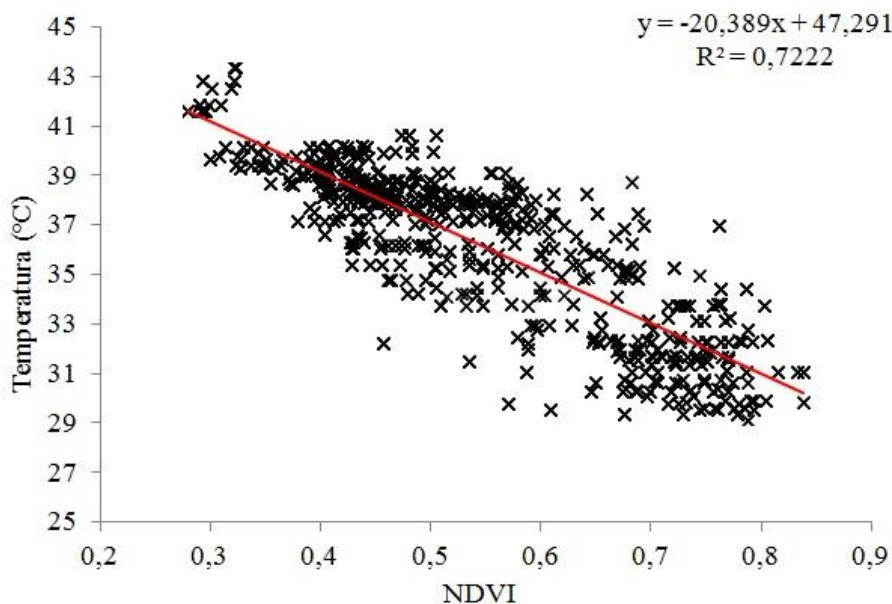


Figura 61 – Regressão linear entre a temperatura de superfície e o NDVI em recorte da imagem do dia 28/07/2011

7.4.2 Componentes do balanço de energia (R_n , G, H e LE)

As imagens com as mesmas datas que as utilizadas nas análises dos parâmetros biofísicos, que abrangem distintos meses do regime pluviométrico da região, também foram utilizadas no exame dos componentes do balanço de energia, a saber: saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) (Figura 62).

Na Figura 62, os itens de A até F correspondem aos mapas do saldo de radiação. Nesse conjunto de imagens, verifica-se que os menores valores do R_n foram observados nos dias 28/07/2011 e 04/08/2012, com médias de 542,5 e 567,7 $W m^{-2}$ nos respectivos dias. Essa redução nos valores do saldo de radiação dessas duas imagens foi influenciada pela menor quantidade de radiação solar incidente nessa época dos anos. Por sua vez, os maiores valores médios do saldo de radiação na BHRI foram de 746,2 e 643,4 $W m^{-2}$ nas imagens dos dias 24/10/2011 e 30/03/2011, respectivamente.

Ainda na Figura 62, os seis mapas da segunda linha (G – L) representam a fração do saldo de radiação transferida para o solo nas datas escolhidas para a análise sazonal dos componentes do balanço de energia. Nota-se, nesses mapas, que os valores mínimos do fluxo de calor no solo (G) foram observados nas imagens dos dias 28/07/2011 (23,4 $W m^{-2}$) e 04/08/2012 (25,6 $W m^{-2}$), final do período chuvoso (Figura 62). Nesses dois dias, os valores máximos de G foram inferiores a 100

W m^{-2} , com valores médios de 57,6 e 74,4 W m^{-2} nos dias 28/07/2011 e 04/08/2012, respectivamente.

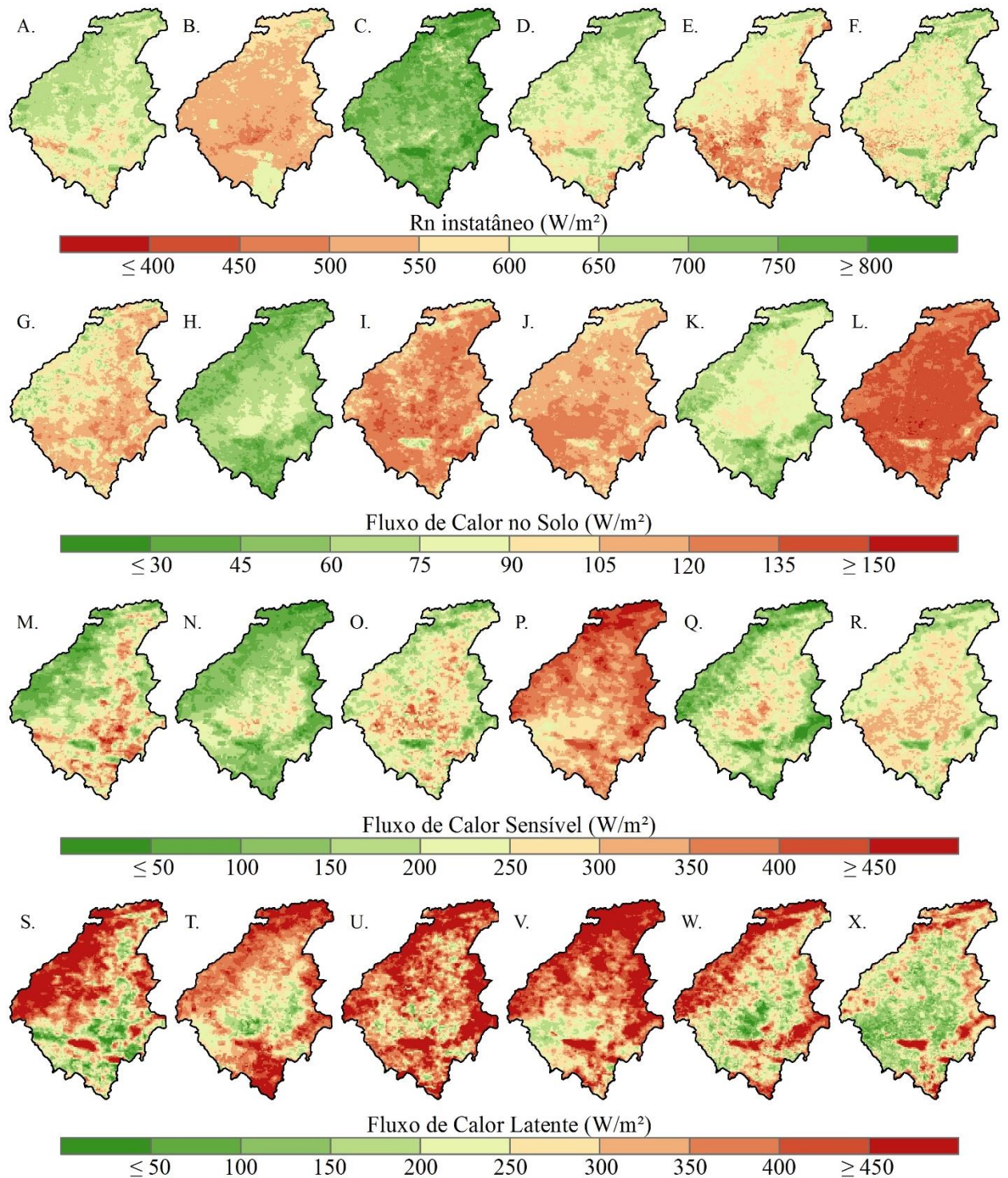


Figura 62 – Variação sazonal do saldo de radiação diário (A – F), fluxo de calor no solo (G – L), fluxo de calor sensível (M – R) e fluxo de calor latente (S – X) na BHRI, referentes às imagens dos dias 30/03/2011 (A, G, M e S), 28/07/2011 (B, H, N e T), 24/10/2011 (C, I, O e U), 29/03/2012 (D, J, P e V), 04/08/2012 (E, K, Q e W) e 23/10/2012 (F, L, R e X)

Em todos os mapas selecionados do G, verifica-se que os menores valores estão situados nas áreas de Caatinga densa, enquanto que os maiores se concentram em manchas de solo descoberto e pastagem/agricultura (Figura 62). Nas imagens dos dias 24/10/2011, 29/03/2012 e 23/10/2012, os valores de G na maioria dos *pixels* foram superiores a 100 W m^{-2} , com predominância da cor vermelha nas legendas desses mapas (Figura 62). Nessas três datas, os valores médios de G para toda BHRI foram de 119,2, 112,8 e $135,5 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, com o menor valor do *pixel* ($53,2 \text{ W m}^{-2}$) registrado no dia 24/10/2011 na região de vegetação nativa.

No cômputo do componente H, cerne do algoritmo SEBAL para a estimativa da evapotranspiração real, necessita-se de um processo interno de calibração para condições extremas de temperatura e umidade, através da seleção de *pixels* frio e quente nas imagens. Na Figura 59AB, pode-se observar a distribuição espacial de todos os *pixels* âncoras frios (pontos pretos) e quentes (pontos amarelos) selecionados em todas as imagens de 2011 e 2012 para o processo iterativo do cálculo do H. Nesses dois mapas da Figura 59, nota-se que os *pixels* frios e quentes foram selecionados em áreas de Caatinga densa (NDVI alto) e solo descoberto (NDVI baixo), respectivamente. As áreas contrastantes de temperatura, após a seleção adequada dos *pixels*, são representadas pelos valores extremos de ET, que variam entre zero (áreas quentes e secas) aos mais elevados (áreas frias e úmidas).

A Figura 63 mostra os valores de temperatura e NDVI escolhidos nas vinte imagens de 2011. Verifica-se, nesse primeiro ano de seleção, um padrão temporal dos *pixels* considerados para a iteração, com redução das temperaturas e crescimento do NDVI na estação chuvosa da região. As menores temperaturas ($20,0$ e $20,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$), selecionadas nessa primeira série de dados, também estavam associadas aos maiores valores de NDVI ($0,89$ e $0,87$) dos dias 12/07/2011 e 26/06/2011, respectivamente (Figura 63). Os *pixels* quentes das imagens de 2011, sempre escolhidos em locais com baixos valores de NDVI ($0,2 - 0,35$), apresentaram temperaturas máximas de $52,5$ e $48,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ nos dias 25/11/2011 e 11/12/2011, respectivamente (Figura 63). Em 2011, os *pixels* quentes e frios das imagens estudadas foram separados por uma média de aproximadamente $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Devido ao maior número de imagens trabalhadas em 2012, pode-se observar mais claramente na Figura 64 o padrão temporal de variação dos valores dos *pixels* selecionados para o cômputo do fluxo de calor sensível. No entanto, nota-se uma exceção no comportamento do NDVI do *pixel* quente, que se mantém próximo a $0,2$ durante todo o ano (Figura 64). No geral, nesse segundo ano do estudo, as temperaturas máximas e mínimas escolhidas foram sempre superiores às de 2011, com as mais elevadas selecionadas nos dias 24/11/2012 e 31/10/2012, com valores de $54,8$ e $54,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente (Figura 64). Das 29 imagens trabalhadas em 2012, em outras seis

as temperaturas máximas também ultrapassaram os 50 °C¹. No entanto, a diferença entre a média dos *pixels* quentes e frios em 2012 (≈ 19 °C) foi inferior ao ano anterior, pois também foi observado um incremento nas temperaturas dos *pixels* frios nesse ano. Nas seis últimas imagens de 2012, os valores máximos de NDVI associados aos *pixels* frios da cena foram sempre inferiores a 0,7, como mostra a Figura 64.

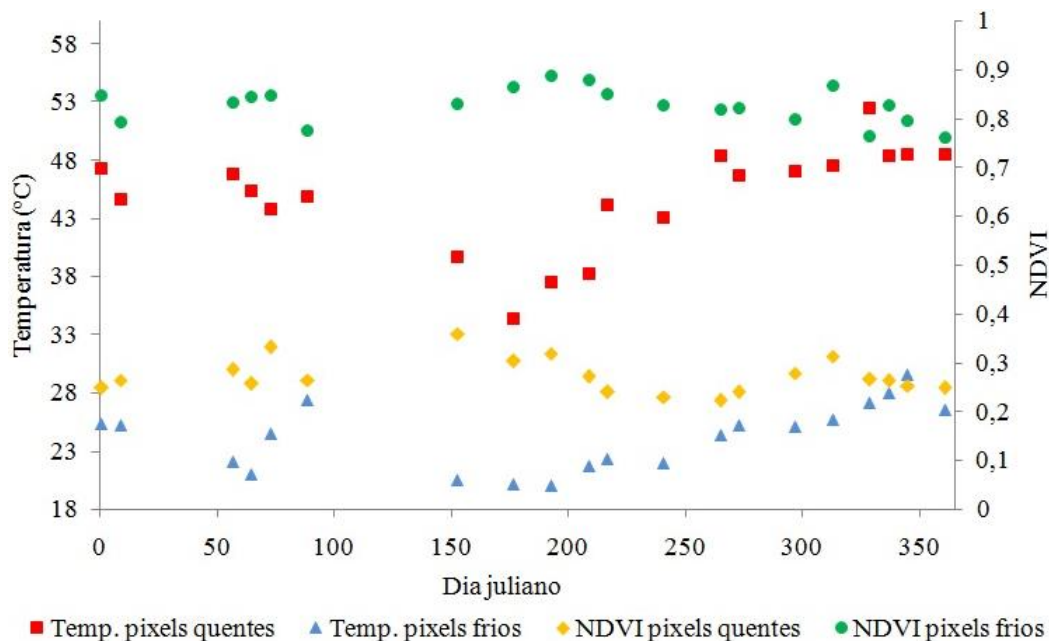


Figura 63 – Variação temporal das temperaturas de superfície e do NDVI nos *pixels* âncoras quentes e frios, selecionados nas imagens de 2011 para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)

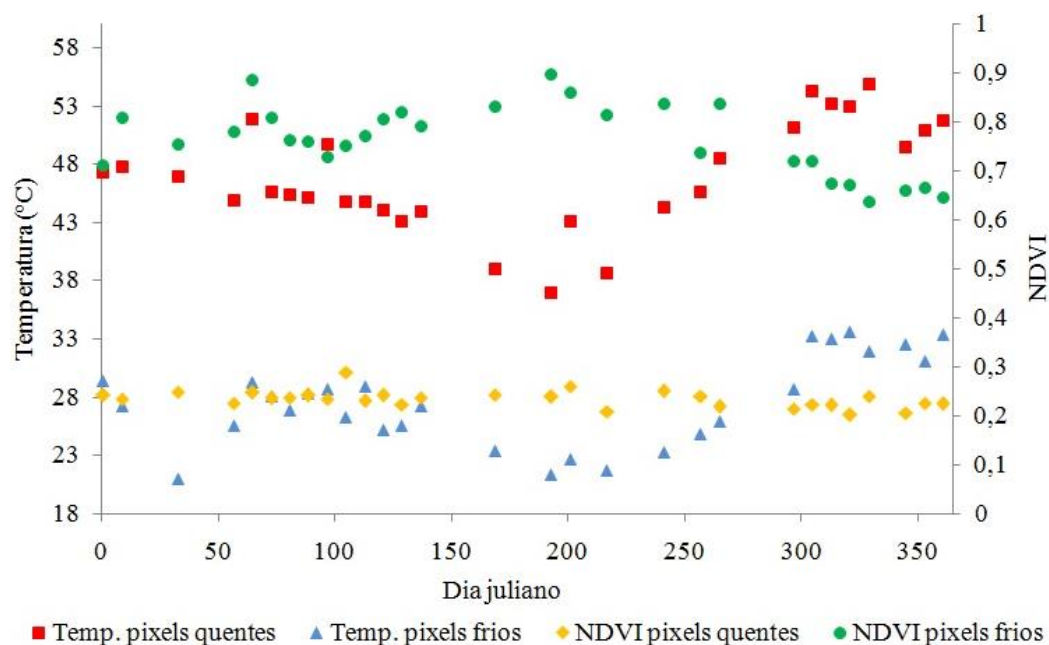


Figura 64 – Variação temporal das temperaturas de superfície e do NDVI nos *pixels* âncoras quentes e frios, selecionados nas imagens de 2012 para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)

¹ Senay et al. (2009) também selecionaram *pixels* âncoras quentes com temperaturas superiores a 50 °C para a estimativa da ET no Afeganistão.

Na Figura 62, observa-se que os maiores valores de H nas seis imagens selecionadas estão relacionados à baixa proporção da vegetação e altas temperaturas de superfície na área de estudo, com grande parte da energia líquida utilizada para aquecer o ar e o solo. Por esse motivo, verifica-se nessas áreas uma redução da energia destinada à evapotranspiração em forma de calor latente, o que torna as grandezas H e LE inversamente proporcionais, como mostrado nos mapas da variação sazonal (M – X) da Figura 62. Essa redução da energia destinada à evapotranspiração pode ser observada nas áreas de solo exposto da bacia hidrográfica, cujos valores de H ultrapassaram 300 W m^{-2} , principalmente nos períodos de estiagem da região.

O H médio mais elevado (242 W m^{-2}) da Figura 62 foi detectado na imagem do dia 24/10/2011, período de mais baixa umidade do solo na série apresentada. Por sua vez, os valores médios mais baixos de H em toda a BHRI estão relacionados aos períodos chuvosos dos anos 2011 e 2012, com fluxo de calor sensível inferior a 50 W m^{-2} nas áreas de Caatinga densa. *Pixels* negativos de H foram detectados nas imagens dos dias 04/08/2012 e 23/10/2012, e estão relacionados a valores de temperatura de superfície mais baixos que os *pixels* âncoras selecionados para o processo iterativo. Esses valores negativos do fluxo de calor sensível também foram encontrados por Silva & Bezerra (2006), Nicácio (2008) e Oliveira (2012).

Na distribuição espacial do LE, os maiores valores estão concentrados nas regiões com maior disponibilidade hídrica, nas áreas de vegetação nativa densa (Figura 62). Nelas, o LE foi sempre superior a 350 W m^{-2} em quase todas as imagens. Por outro lado, observa-se em alguns mapas valores abaixo de 50 W m^{-2} nos locais de solo exposto, onde a maior parte da energia é direcionada ao aquecimento do ar e do solo (Figura 62). Nesse conjunto de seis imagens da Figura 62, os valores médios do fluxo de calor latente na BHRI foram de $354,2$ e $313,5 \text{ W m}^{-2}$ para os anos de 2011 e 2012, respectivamente. Os valores médios encontrados nas imagens desta análise são semelhantes aos obtidos por Silva & Bezerra (2006) na região semiárida do Nordeste brasileiro, utilizando imagens do satélite Landsat 5 com passagens nos anos 2000 ($\text{LE} = 346 \text{ W m}^{-2}$) e 2001 ($\text{LE} = 279 \text{ W m}^{-2}$).

7.4.3 Evapotranspiração

A variação temporal da evapotranspiração de referência (ET_0), calculada pelo método de *Penman-Monteith* com as informações disponíveis na estação meteorológica da cidade de Arcoverde, é apresentada nas Figura 65 e Figura 66 para os anos de 2011 e 2012, respectivamente. No geral, observa-se pela conformação dos gráficos que o comportamento da ET_0 varia de acordo com os eventos chuvosos da região, com redução da evapotranspiração de referência no final do primeiro semestre e início do segundo (Figura 65 e Figura 66). Esse comportamento está

relacionado à redução da temperatura e ao aumento da nebulosidade entre os meses de abril e agosto, apesar da maior disponibilidade hídrica na região nessa época do ano.

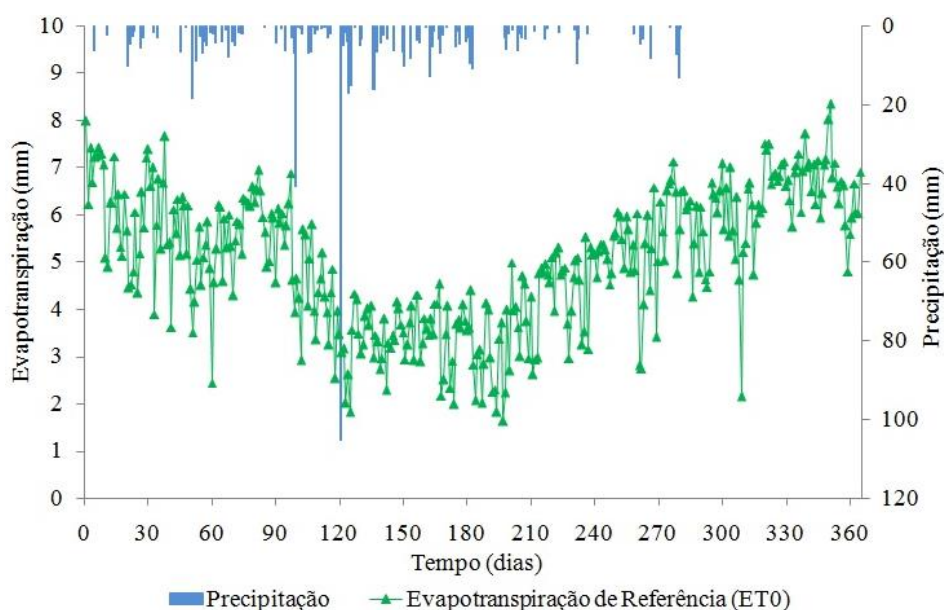


Figura 65 – Variação temporal da evapotranspiração de referência (ET_0) (mm dia^{-1}), calculada a partir dos dados registrados em 2011 na estação meteorológica do INMET em Arcoverde

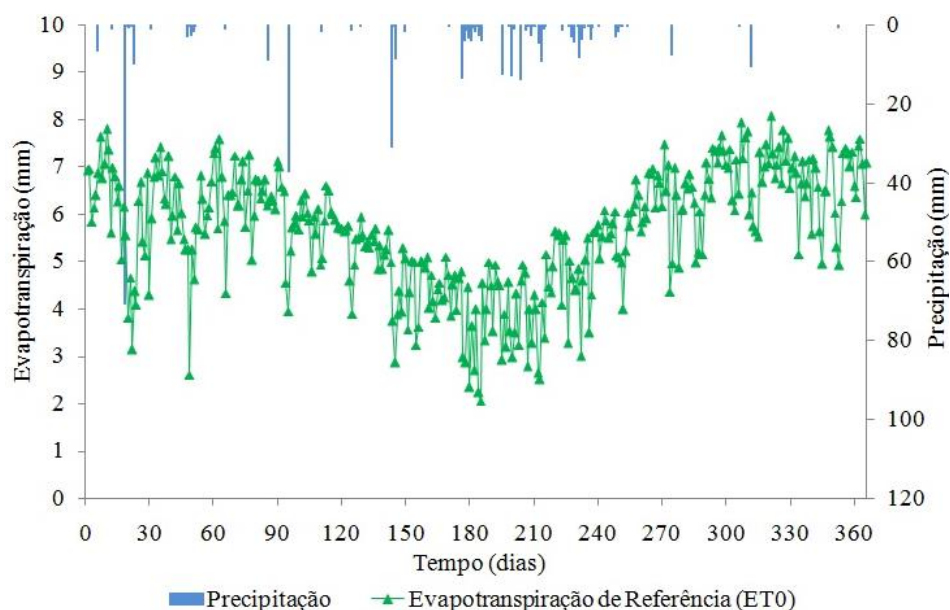


Figura 66 – Variação temporal da evapotranspiração de referência (ET_0) (mm dia^{-1}), calculada a partir dos dados registrados em 2012 na estação meteorológica do INMET em Arcoverde

Na Figura 66, observa-se que a redução da evapotranspiração de referência na metade do segundo ano da série foi inferior à registrada em 2011, com a curva de recessão (iniciada aproximadamente no começo de abril) mais suavizada pela menor nebulosidade em 2012. Esse fato favoreceu a seleção de mais imagens MODIS nesse ano para o cálculo da evapotranspiração real pelo SEBAL. O aumento da temperatura no ano mais seco foi outro fator que auxiliou na

elevação da evapotranspiração de referência em 2012. Nesse ano, as médias anuais das temperaturas máxima e mínima foram, respectivamente, 1,19 e 0,15 °C maiores que as registradas em 2011.

No primeiro ano deste estudo, a ET_0 variou entre 1,63 e 8,34 mm dia⁻¹, com total anual de 1.842 mm. Os valores mínimos e máximos da ET_0 em 2011 foram registrados, respectivamente, nos meses de julho (1,63 mm dia⁻¹) e dezembro (8,34 mm dia⁻¹), com média anual de 5,05 mm dia⁻¹. Em 2012, a evapotranspiração de referência acumulada foi superior ao ano anterior, com valor de 2.073 mm. Nesse ano mais seco, as evapotranspirações mínima e máxima registradas foram de 2,05 (julho) e 8,08 mm dia⁻¹ (novembro), respectivamente, com média anual de 5,66 mm dia⁻¹. Valor semelhante de evapotranspiração potencial anual (2.110 mm) também foi calculado por Silva et al. (2015) para o ano de 2012, utilizando o mesmo método de *Penman-Monteith* na cidade Pesqueira, também inserida na BHRI.

Os valores da evapotranspiração real das vinte imagens de 2011, correspondentes à média dos nove *pixels* circunvizinhos a estação meteorológica, estão apresentados na Figura 67 com os respectivos valores da ET_0 para o mesmo dia. Nesse primeiro ano, os valores máximos da evapotranspiração calculada pelo SEBAL foram observados nas imagens dos dias 06/03/2011 (4,89 mm dia⁻¹) e 30/09/2011 (4,99 mm dia⁻¹), correspondentes aos períodos antecedente e posterior aos maiores eventos chuvosos da região, respectivamente. Por outro lado, os menores valores da evapotranspiração real foram verificados nos dias 14/03/2011 (2,22 mm dia⁻¹), 26/06/2011 (2,65 mm dia⁻¹) e 09/11/2011 (2,65 mm dia⁻¹), o segundo deles no período de maior precipitação na bacia hidrográfica. Computando-se todas as imagens de 2011, a evapotranspiração média calculada pelo SEBAL nas proximidades da estação meteorológica foi de 3,51 mm dia⁻¹.

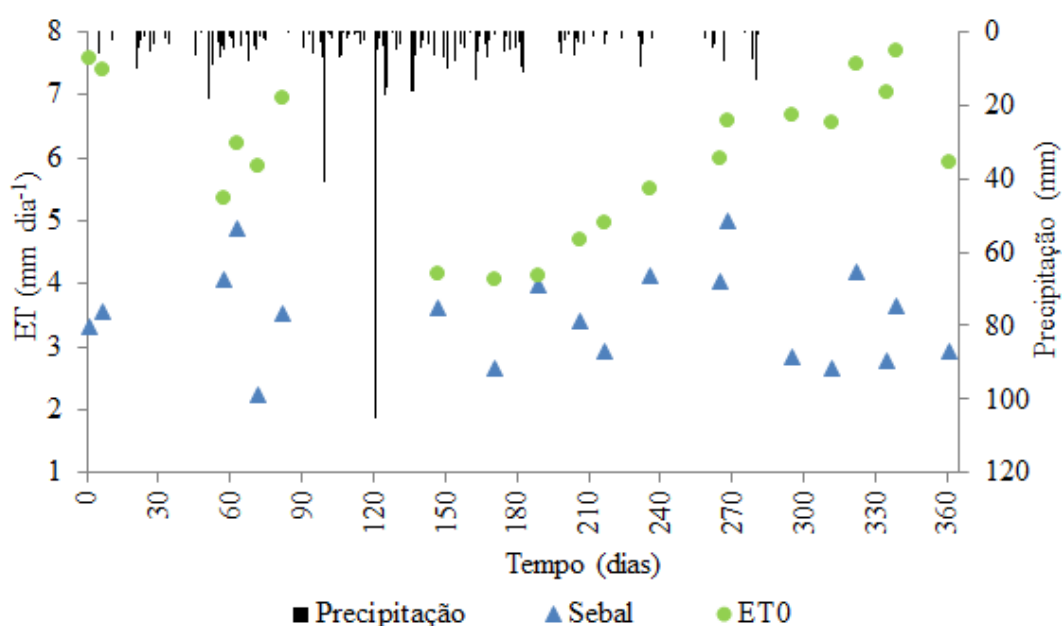


Figura 67 – Valores da evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL nos *pixels* próximos à estação meteorológica e os respectivos valores da ET_0 para os mesmos dias das imagens de 2011

Ainda de acordo com a Figura 67, nota-se que os valores da evapotranspiração de referência foram superiores aos calculados pelo algoritmo SEBAL em todos os dias analisados. Essa subestimativa da evapotranspiração calculada pelo SEBAL está relacionada ao não ajustamento da equação de *Penman-Monteith* às condições do ambiente semiárido do Nordeste brasileiro, já que esse método faz referência a uma vegetação bem regada e com crescimento ativo durante o ano inteiro. Comportamentos semelhantes de subestimativa do SEBAL, comparados ao método de *Penman-Monteith*, também foram detectados por Bezerra (2011) em área de Caatinga.

Pela análise da Figura 68, observa-se uma tendência ao aumento dos desvios relativos e absolutos quando as comparações entre os valores da evapotranspiração real e de referência de 2011 se distanciam do período chuvoso na região. Ainda de acordo com a Figura 68, verificam-se, no geral, desvios relativos inferiores a 35% entre as imagens do dia 27/05/2011 ao dia 24/08/2011, com desvios absolutos que não ultrapassaram 1,40 mm dia⁻¹. Por outro lado, nota-se que os desvios relativos quase sempre foram superiores a 40% em alguns períodos de baixa precipitação, com desvios absolutos que chegaram a 4,26 mm dia⁻¹ na imagem do dia 03/12/2011. Para a série completa de 2011, os desvios relativos e absolutos médios entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração de referência foram de 39,62% e 2,53 mm, respectivamente.

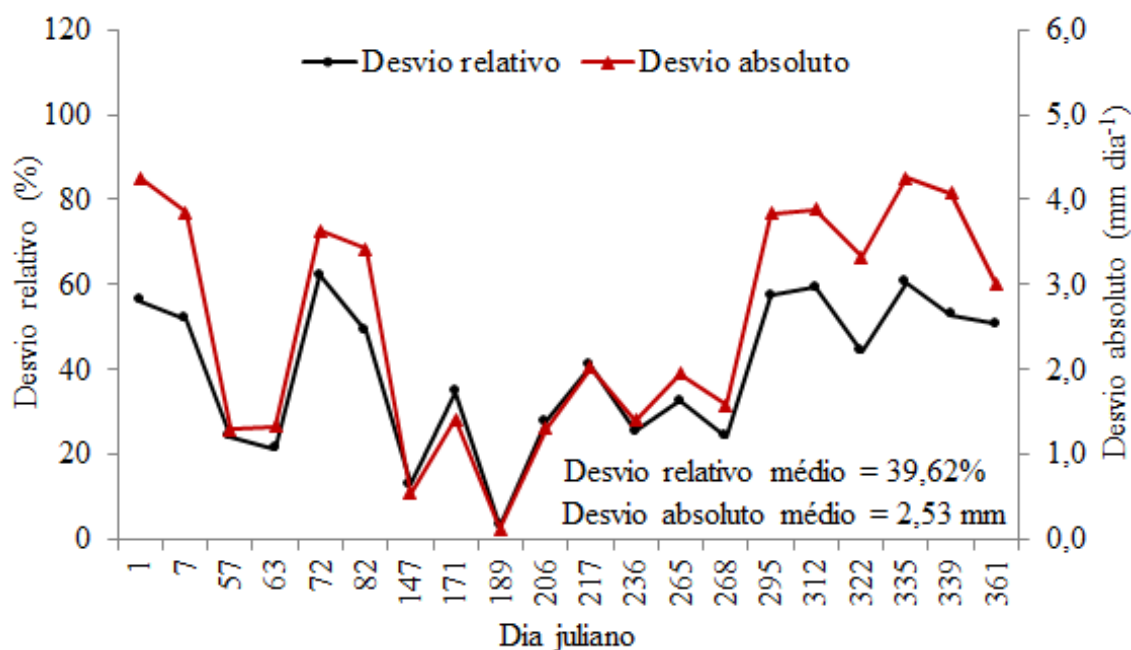


Figura 68 – Desvios relativo e absoluto entre os valores da evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL e a evapotranspiração de referência estimada pelo método de *Penman-Monteith*, ambos para as imagens de 2011

Os valores do segundo ano analisado neste trabalho, referentes à evapotranspiração real nas proximidades da estação meteorológica, estão apresentados na Figura 67 com os respectivos valores da ET₀ para o mesmo dia de cada imagem. Assim como no ano anterior, as

evapotranspirações reais calculadas pelo algoritmo SEBAL em 2012 foram mais elevadas nos períodos de estiagens, cujos valores máximos registrados foram de 4,80 (29/03/2012) e 4,62 mm dia⁻¹ (24/11/2012).

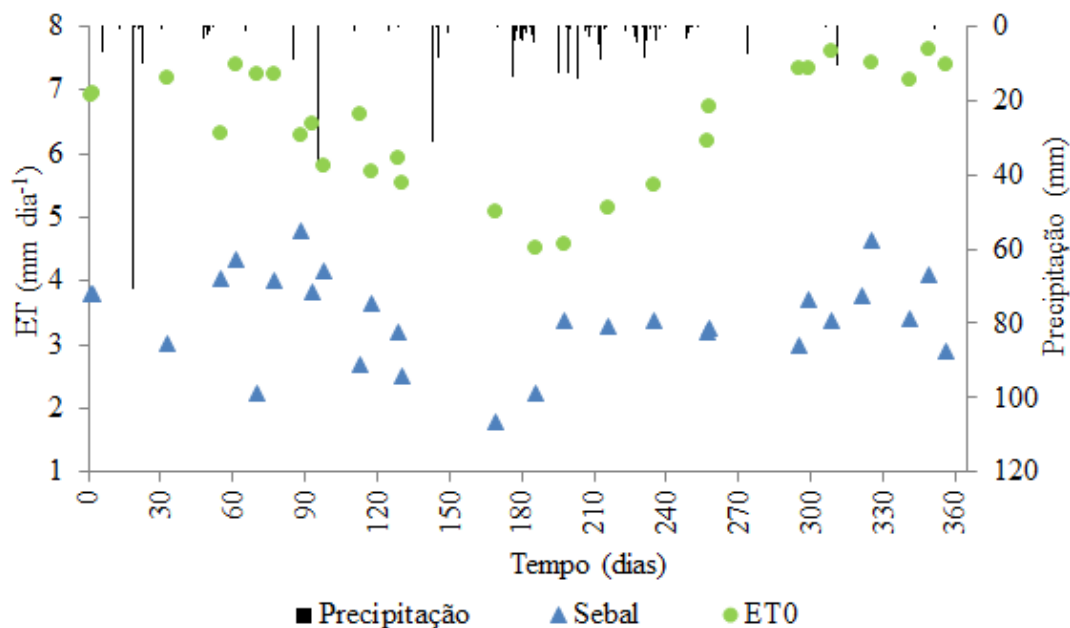


Figura 69 – Valores da evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL nos *pixels* próximos à estação meteorológica e os respectivos valores da ET₀ para os mesmos dias das imagens de 2012

Apesar da baixa precipitação registrada no ano de 2012, nota-se também na Figura 69 uma tendência de aproximação entre os valores da evapotranspiração real e de referência a partir dos eventos chuvosos observados entre maio e agosto. Esse fato indica um processo rápido de recuperação do dossel vegetativo da Caatinga, com aumento da transpiração mesmo com baixas precipitações. Nesse segundo ano da pesquisa, as evapotranspirações reais mais baixas nos *pixels* próximos a estação meteorológica foram registradas nos dias 17/06/2012 e 11/07/2012, com valores de 1,80 e 2,22 mm dia⁻¹, respectivamente. Computando-se todas as imagens de 2012, a evapotranspiração real média calculada pelo SEBAL nesses mesmos *pixels* foi de 3,42 mm dia⁻¹, o que representa um decremento de 2,65% na média em relação ao ano de 2011.

Os desvios relativos e absolutos entre os valores da evapotranspiração real e de referência de 2012 são apresentados na Figura 70. Assim como no ano anterior, verifica-se uma tendência ao aumento dos desvios quando as comparações entre os valores das evapotranspirações de 2012 se distanciam do período chuvoso na região. No geral, observam-se desvios relativos inferiores a 40% na sequência das imagens do dia 19/07/2012 ao dia 28/08/2012, com desvios absolutos abaixo de 2,00 mm dia⁻¹. Desvios relativos baixos também foram observados em outras três ocasiões, cujas datas das imagens quase sempre estão associadas a eventos de chuva na área. Nos períodos de baixas precipitações do ano de 2012, nota-se que os desvios relativos ultrapassaram os 60% em

algumas ocasiões, com desvios absolutos superiores a 4,00 mm dia⁻¹. Para a série completa de 2012, os desvios relativos e absolutos médios entre a evapotranspiração real e de referência foram de 46,94% e 3,10 mm dia⁻¹, respectivamente.

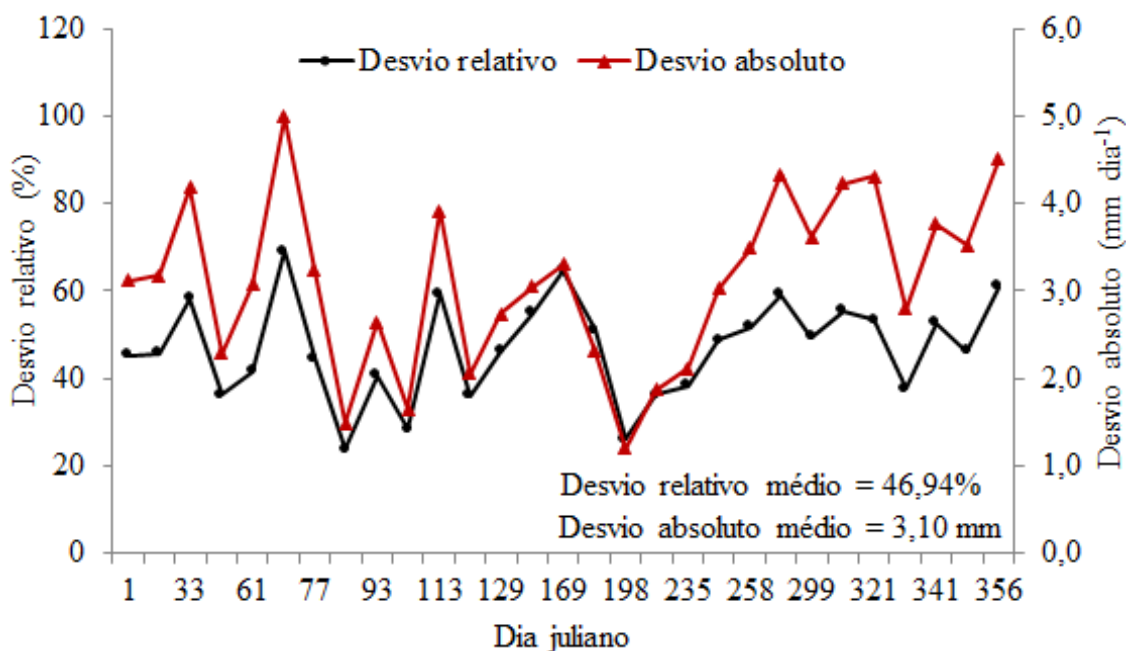


Figura 70 – Desvios relativos e absolutos entre os valores da evapotranspiração real diária estimada pelo SEBAL e a evapotranspiração de referência estimada pelo método de *Penman-Monteith*, ambos para as imagens de 2012

Para a estimativa mensal da evapotranspiração real, utilizou-se neste trabalho a agregação espacial dos valores da evapotranspiração calculada pelo SEBAL, proporcionalmente à evapotranspiração diária e acumulada mensal de referência obtida pelo método de *Penman-Monteith*. No Apêndice B desta tese, encontram-se as distribuições mensais da evapotranspiração na BHRI para os anos de 2011 e 2012 (Figura 100, Figura 101, Figura 102 e Figura 103). Na série trabalhada, nota-se um padrão no comportamento intra-anual da evapotranspiração mensal, com tendência a redução dos valores entre abril a julho de cada ano. Com isso, os menores e maiores valores médios da evapotranspiração mensal na BHRI foram observados em junho de 2012 (≈ 55 mm mês⁻¹) e fevereiro de 2011 (≈ 130 mm mês⁻¹), respectivamente (Figura 100 e Figura 102).

Na Figura 71, apresentam-se as distribuições espaciais da evapotranspiração real para os dois anos trabalhados nesta pesquisa, quais sejam: 2011 (A) e 2012 (B). Comparando-se os dois mapas da Figura 71AB, percebe-se que em grande parte da bacia hidrográfica a evapotranspiração foi mais elevada no primeiro ano do estudo, como consequência da maior disponibilidade hídrica na região. Nos dois anos analisados, observa-se na Figura 71AB que os maiores valores da evapotranspiração estão situados em áreas de vegetação densa de Caatinga, dispostas nas regiões mais elevadas da BHRI. Nessas áreas de Caatinga, que possuem maior volume de biomassa

passível de transpiração, os valores máximos registrados da evapotranspiração chegaram a 1.753 mm ano⁻¹ em 2011 e 1.854 mm ano⁻¹ em 2012, representados pela tonalidade mais escura da cor verde (Figura 71). Por outro lado, os valores mais baixos da ET estão associados às áreas de solo exposto, com valores inferiores a 500 mm ano⁻¹ e representados nos mapas pela tonalidade mais escura da cor vermelha (Figura 71). Na comparação entre os dois anos utilizados neste estudo, a pouca disponibilidade hídrica registrada no segundo ano da pesquisa provocou, em 2012, um incremento da classe mais baixa (≤ 500 mm ano⁻¹) e uma redução da classe mais alta da ET (≥ 1.620 mm ano⁻¹). No acumulado dos dois anos estudados, os valores médios da evapotranspiração na bacia hidrográfica foram de 1.190 e 1.072 mm ano⁻¹ em 2011 e 2012, respectivamente.

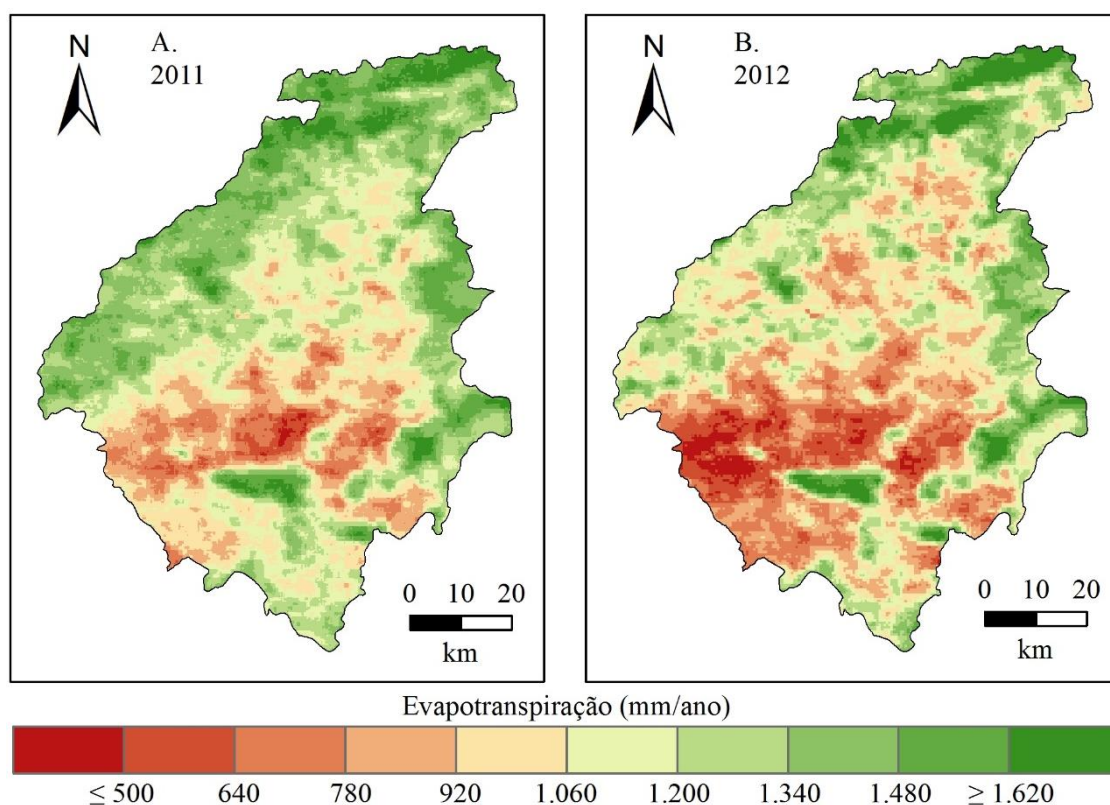


Figura 71 – Distribuição da evapotranspiração na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B)

CAPÍTULO 8

RESULTADOS E DISCUSSÃO DA RECARGA SUBTERRÂNEA

Neste capítulo, serão apresentados e discutidos os resultados do balanço hídrico, realizado com os componentes gerados a partir dos produtos de sensoriamento remoto, para a estimativa da recarga distribuída de água subterrânea na bacia hidrográfica do rio Ipanema (BHRI). Os resultados da aplicação da metodologia WTF, utilizada em um vale aluvial da BHRI para a validação da recarga por sensoriamento remoto, também serão apresentados em um dos itens deste capítulo, que traz ainda as comparações entre os resultados dos dois métodos aplicados nessa área específica da bacia hidrográfica.

8.1 MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO

A aproximação da estimativa de recarga utilizada neste trabalho se baseia na aplicação de um balanço hídrico simples, onde os componentes evapotranspiração mensal (capítulo 7) e escoamento superficial mensal (capítulo 6) são subtraídos da precipitação (capítulo 5). Todos esses componentes utilizados nesta abordagem são provenientes de imagens de sensores remotos e foram processados em ambiente SIG. Desconsiderou-se do balanço hídrico deste estudo outros componentes existentes da recarga (irrigação, recarga lateral, recarga artificial, conexão interaquíferos e retiradas de água subterrânea), por imaginar que existem em pequenas quantidades na região e/ou são difíceis de mensurar de forma distribuída para a bacia hidrográfica toda.

A aplicação do método do balanço hídrico para os anos 2011 e 2012, caracterizados por regimes pluviométricos distintos, mostra uma diferença interanual significativa da recarga subterrânea na bacia hidrográfica do rio Ipanema, cujas médias foram de 28,1 e 4,9 mm ano⁻¹, respectivamente (Tabela 5). Esses valores representam 3,4 e 1,6% da precipitação média anual registrada para a bacia hidrográfica nos anos 2011 e 2012, respectivamente (Tabela 5). Desse modo, os dados médios apresentados demonstram que a taxa de recarga natural das águas subterrâneas é muito baixa na BHRI, devido à grande presença de solos mal drenados e à elevada evapotranspiração na região, como foram apresentados nos capítulos 6 e 7 desta tese.

Taxas baixas de recarga natural das águas subterrâneas também foram estimadas por Sibanda et al. (2010) em uma região semiárida do Zimbábue. Os valores obtidos a partir da aplicação de cinco metodologias, dentre elas um modelo hidrológico distribuído, apresentaram médias anuais na ordem de 15 a 20 mm, correspondentes a 2,7 e 3,6% da precipitação média anual registrada na região (555 mm).

As estimativas mensais da recarga subterrânea na BHRI mostram que as recargas subterrâneas mais significativas na bacia hidrográfica acontecem entre os meses de janeiro a julho de cada ano, período com maiores índices pluviométricos na região (Tabela 5). Para o primeiro ano do estudo, em que os valores de precipitação estão dentro da média histórica local, observa-se que as maiores recargas médias aconteceram nos meses de janeiro (4,8 mm), abril (13,6 mm) e maio (5,7 mm), com taxas que correspondem, respectivamente, a 4,5, 10,5 e 3,5% das precipitações estimadas a partir do TRMM (Tabela 5). Analisando-se as recargas médias de 2011, verifica-se que os valores referentes ao mês de maio foram inferiores aos de abril, apesar da maior precipitação registrada no primeiro mês citado. Esse fato está relacionado à prevalência de condições de umidade antecedente com alto potencial de escoamento superficial no mês de maio de 2011.

Tabela 5 – Valores médios e máximos mensais da recarga subterrânea na BHRI em 2011 e 2012

Mês	2011					2012		
	Precipitação TRMM* (mm)	Recarga			Precipitação TRMM* (mm)	Recarga		
		Média (mm)	Média (%)	Máxima (mm)		Média (mm)	Média (%)	Máxima (mm)
Janeiro	106,5	4,8	4,5	103,4	44,7	0,1	0,1	34,3
Fevereiro	88,4	0,2	0,2	84,7	64,4	3,1	4,8	66,3
Março	98,5	1,3	1,3	98,4	7,4	0,0	0,0	8,9
Abril	129,8	13,6	10,5	134,7	11,0	0,0	0,0	0,0
Maio	162,0	5,7	3,5	137,3	17,3	0,0	0,0	16,4
Junho	50,9	0,4	0,8	54,0	29,5	1,3	4,6	46,6
Julho	86,1	2,0	2,3	62,7	52,0	0,2	0,3	46,6
Agosto	13,2	0,0	0,0	14,9	33,9	0,0	0,1	31,9
Setembro	45,7	0,1	0,2	38,8	10,0	0,0	0,2	22,3
Outubro	16,6	0,0	0,0	15,2	14,4	0,2	1,4	48,7
Novembro	29,4	0,0	0,0	29,9	2,9	0,0	0,0	1,4
Dezembro	10,4	0,0	0,0	12,1	13,2	0,0	0,0	0,0
Total	837,5	28,1	3,4	-	300,7	4,9	1,6	-

* Corresponde à precipitação média mensal na BHRI, apresentada no capítulo 6

Ainda na Tabela 5, nota-se uma discrepância entre os valores máximos e médios mensais da recarga subterrânea na BHRI, provocada pela heterogeneidade dos materiais constituintes dos solos da bacia hidrográfica que foi discutida no capítulo 6. Como a área de estudo está quase inteiramente inserida na Província Borborema, representada principalmente por rochas cristalinas e solos mal drenados de baixa permeabilidade dos grupos hidrológicos C e D, grande parte da

BHRI apresentou taxa de recarga subterrânea nula durante o período do estudo. Por outro lado, nas regiões compostas por sedimentos aluviais e outros solos de alta permeabilidade, têm-se valores máximos de recarga subterrânea que chegaram a 137,3 mm no mês de maio. Dessa forma, devido às diferenças proporcionais entre esses materiais constituintes dos solos, a prevalência dos valores mínimos de recarga puxou a média para baixo. Comportamento semelhante também foi observado por Fontes Júnior (2012) no estudo do balanço hídrico na porção norte da bacia hidrográfica do rio Ipanema, a partir da utilização do modelo BALSEQ.

A Figura 72 mostra a distribuição espacial da recarga subterrânea na BHRI para os anos 2011 e 2012. Assim como já foi apresentado na Tabela 5, os dados espacializados também exibem uma diferença significativa das taxas de recarga entre os dois anos analisados, com valores nulos para quase toda a bacia hidrográfica em 2012 devido à baixa disponibilidade hídrica na região. No mapa do primeiro ano (Figura 72A), observa-se que as regiões de recarga da BHRI estão praticamente restritas aos vales aluviais, compostos por sedimentos recentes e arenosos dos Neossolos Regolítico e Flúvico, conforme foi apresentado na Figura 41 do capítulo 6. No geral, nota-se uma maior taxa de recarga em 2011 na porção leste da BHI, com alguns *pixels* que chegaram a ultrapassar os 270 mm ano⁻¹, devido à maior incidência de chuvas na área oriental da bacia hidrográfica. A espacialização mensal da recarga subterrânea pode ser visualizada no apêndice B desta tese (Figura 104, Figura 105, Figura 106 e Figura 107).

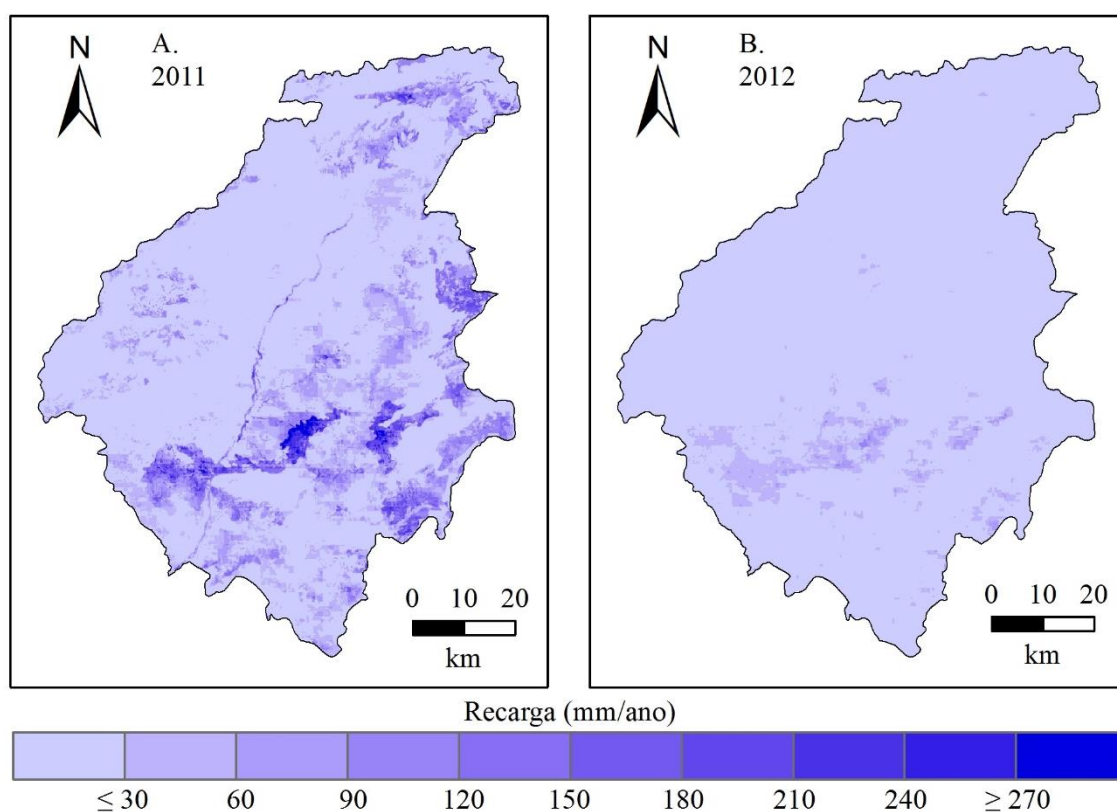


Figura 72 – Distribuição da recarga subterrânea na BHRI nos anos 2011 (A) e 2012 (B)

8.2 MÉTODO WATER TABLE FLUCTUATION

8.2.1 Análises das variações dos níveis estáticos

No vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, localizado no município de Pesqueira, existe um conjunto de aproximadamente 100 poços/piezômetros que são monitorados mensalmente desde setembro de 2001 pela equipe do Laboratório de Água e Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE). Para este trabalho, foram selecionados para a aplicação da metodologia WTF os dados de 28 desses furos de observação, por possuírem uma série mensal completa das variações dos níveis estáticos durante o período de realização desta pesquisa.

A Figura 73 mostra a variação do nível estático do primeiro conjunto de piezômetros selecionados para este estudo. Na análise visual da Figura 73, observa-se que os piezômetros P1 ao P7 apresentaram comportamentos semelhantes durante a série escolhida para a realização deste trabalho. No geral, os dados do monitoramento indicam que os eventos de precipitação registrados na estação EP3 (Figura 18) em abril (205 mm) e maio (202 mm) de 2011 influenciaram na maior elevação dos níveis da água em todos os piezômetros, com picos máximos observados no mês de maio. Após os picos registrados no quinto mês de 2011, nota-se um decréscimo gradual nos valores da carga hidráulica, vinculado ao início do período de estiagem do primeiro ano e à precipitação bem abaixo da média histórica em 2012. Para esse segundo ano, foram registradas elevações sutis do lençol freático apenas no mês de setembro. Nesse primeiro conjunto de piezômetros, a média das camadas não saturadas foi de 2,02 m, com menores e maiores profundidades dos níveis da água observadas no P4 em maio de 2011 (0,70 m) e no P1 em dezembro de 2012 (4,50 m), respectivamente.

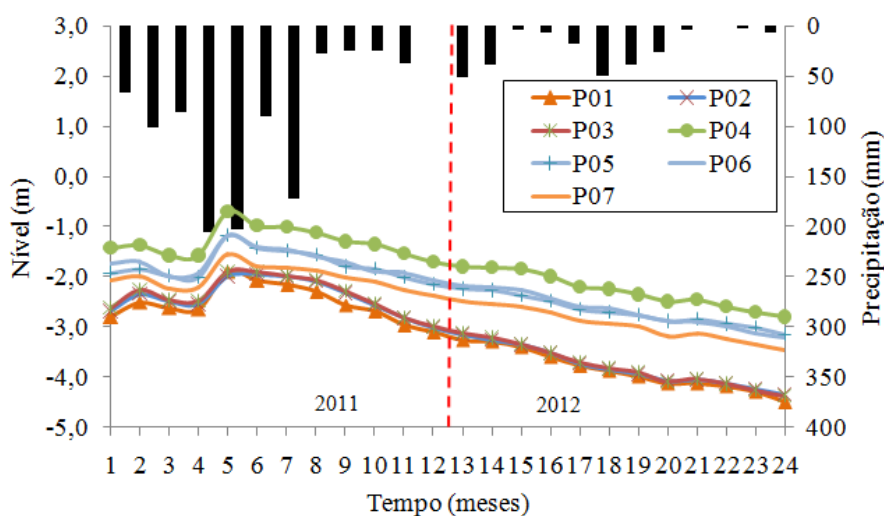


Figura 73 – Variação do nível estático do primeiro conjunto de piezômetros (P1 a P7) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário

Na Figura 74, tem-se a variação do nível estático do segundo conjunto de piezômetros (P8 ao P14) utilizado para a aplicação do método WTF. Ao longo do período estudado, observa-se um comportamento semelhante ao que foi apresentado nas variações dos níveis do primeiro conjunto de piezômetros, com picos de elevação no mês de maio de 2011 e posterior tendência ao decréscimo até o final da série. No entanto, ao contrário do que aconteceu na Figura 73, nem todos os piezômetros apresentaram a pequena elevação do nível em setembro de 2012, apenas o P8, o P11 e o P13. Por sua vez, mantiveram-se no mesmo nível em agosto e setembro de 2012 o P9 e o P10, com elevação tênue registrada no primeiro em fevereiro de 2012. Para o segundo conjunto de piezômetros, a média das camadas não saturadas foi mais baixa (1,80 m), com profundidades dos níveis de água mais elevada (3,88 m) e mais baixa (0,52 m) registradas no P11 em dezembro de 2011 e no P9 em maio de 2012, respectivamente.

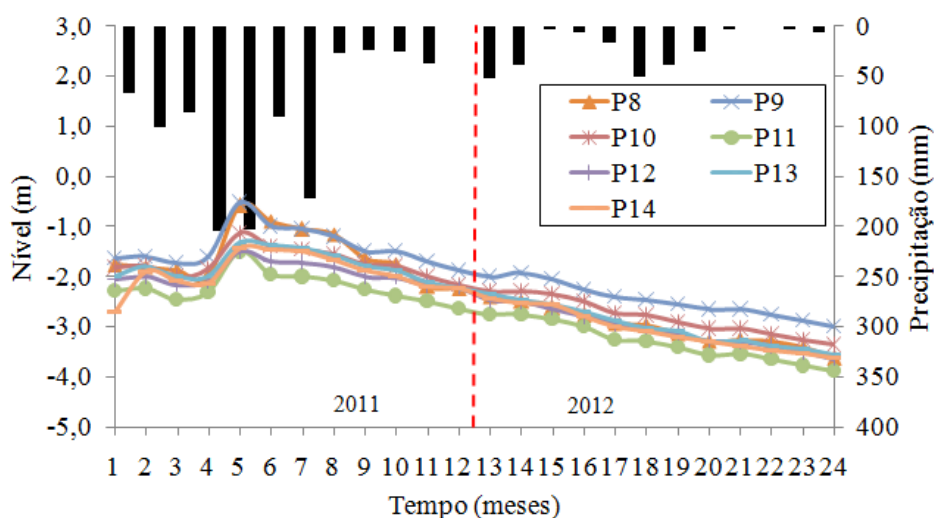


Figura 74 – Variação do nível estático do segundo conjunto de piezômetros (P8 a P14) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário

De acordo com a Figura 75, no terceiro conjunto de piezômetros (P15 ao P21) também não se observa em 2012 uma recuperação dos níveis estáticos no vale aluvial, que apresentou pico de recessão em dezembro no P20 (4,13 m). Nesse segundo ano de monitoramento, foram detectadas elevações incipientes dos níveis no P15 (setembro), P18 (setembro) e P20 (março e setembro), bem abaixo das registradas em 2011 (fevereiro, maio e junho). A média das camadas não saturadas dos piezômetros P15 ao P21 foi de 2,05 m, que apresentaram menores profundidades dos níveis de água em junho de 2011, mês subsequente aos dois mais chuvosos da série. Nesse mês de junho, a menor profundidade do nível estático da água foi registrada no piezômetro P18, com 1,29 m (Figura 75).

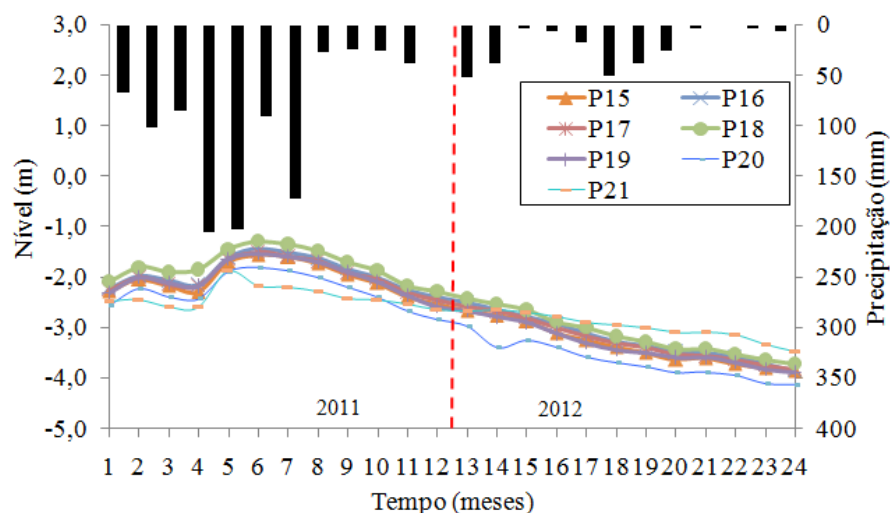


Figura 75 - Variação do nível estático do terceiro conjunto de piezômetros (P15 a P21) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário

Os dados do monitoramento, apresentados na Figura 76, indicam que em determinados piezômetros do quarto conjunto (P22 ao P28) ocorreram elevações pouco sensíveis dos níveis em vários meses de 2012, a exemplo do P23 (fevereiro, junho e outubro) e P27 (junho, setembro, outubro e novembro), mesmo com as baixas precipitações nesse ano. No entanto, observa-se também nesse conjunto uma tendência de variação negativa do armazenamento subterrâneo no segundo ano de monitoramento, com maior profundidade do nível de água registrada em dezembro de 2012 no piezômetro P25 (4,78 m). Por sua vez, as maiores elevações dos níveis de água também estão associadas às precipitações de abril e maio de 2011, com profundidade mais baixa verificada no P28 no quinto mês (0,16 m). A média das camadas não saturadas dos piezômetros P22 ao P28 foi a maior dentre os quatro conjuntos de piezômetros, com 2,21 m.

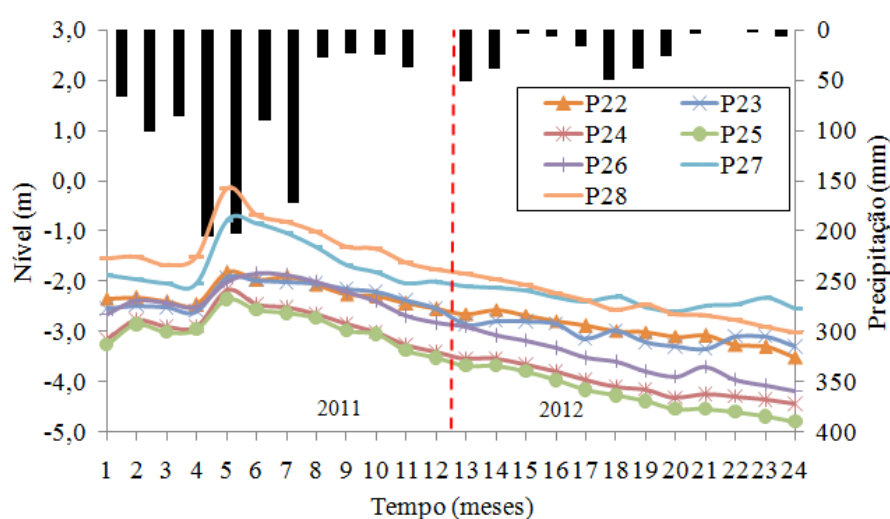


Figura 76 – Variação do nível estático do quarto conjunto de piezômetros (P22 a P28) instalados no aquífero aluvial Nossa Senhora do Rosário

No Apêndice C desta tese, encontram-se disponíveis as tabelas com os dados das profundidades dos níveis estáticos dos 28 piezômetros, coletados nas campanhas mensais de campo realizadas entre janeiro de 2011 e dezembro de 2012.

8.2.2 Recarga direta

A recarga natural direta, estimada para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário através do método WTF, baseia-se nas medidas das profundidades dos níveis de água dos piezômetros, apresentadas no item anterior, para a obtenção das variações das cargas hidráulicas por um determinado período de tempo. A Figura 77 mostra as extrapolações das curvas de recessão do piezômetro P3, representativo por apresentar o comportamento mais comum entre os conjuntos de piezômetros analisados, com duas elevações do nível em 2011 (fevereiro e maio) e uma pequena em 2012 (setembro). As duas verificações das profundidades do nível estático, referentes aos meses de novembro e dezembro de 2010, foram utilizadas para a extrapolação da curva de recessão anterior ao pico de fevereiro de 2011, conforme se verifica na Figura 77. As curvas extrapoladas de todos os piezômetros utilizados na estimativa da recarga direta e suas respectivas equações estão disponíveis no Apêndice D.

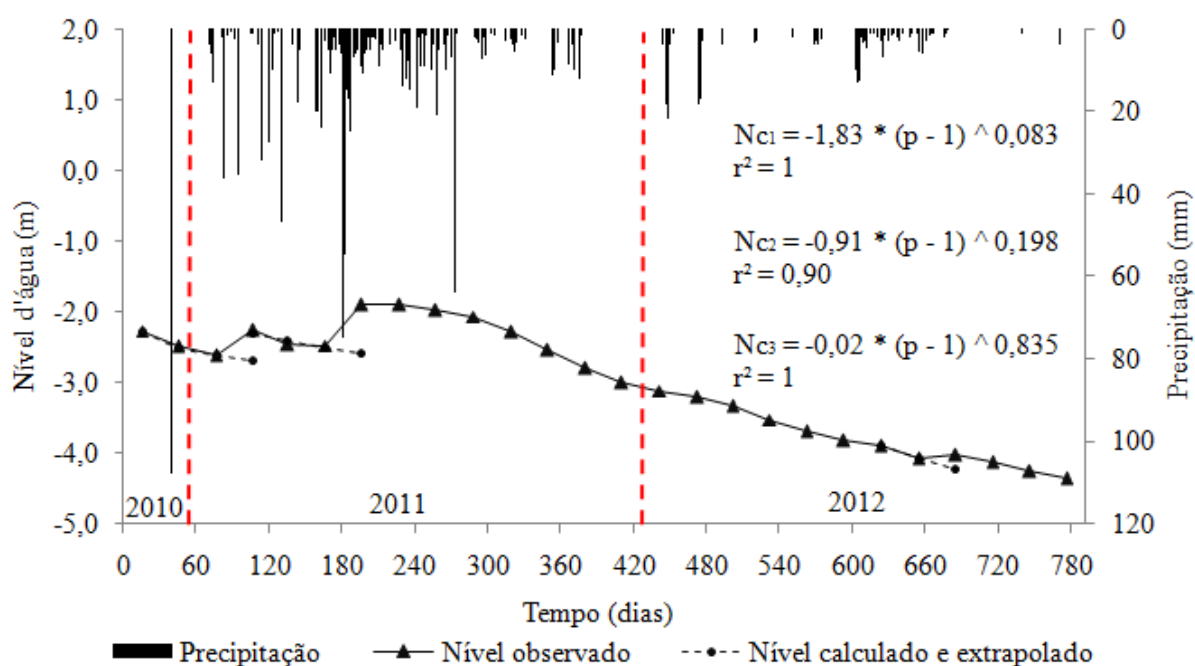


Figura 77 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P3 para a estimativa da recarga subterrânea no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário pelo método WTF

A Tabela 6 mostra a espessura média da camada não saturada do solo, o somatório da altura entre as curvas extrapoladas e observadas, a taxa de recarga e a porcentagem da recarga em relação

à precipitação observada na estação pluviométrica EP3 para os 28 piezômetros considerados neste estudo.

Tabela 6 – Recarga direta por piezômetro do vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, obtida pelo método WTF

Piezômetro	Camada não saturada média (m)	2011			2012		
		$\Sigma \Delta h$ (m)	Recarga (mm)	Recarga (%)	$\Sigma \Delta h$ (m)	Recarga (mm)	Recarga (%)
P1	2,53	1,15	114,7	11,0	0,07	7,1	2,9
P2	2,41	1,82	182,1	17,6	0,09	9,1	3,7
P3	2,36	1,12	111,8	10,8	0,20	19,5	8,0
P4	1,31	1,08	107,7	10,4	0,15	14,8	6,0
P5	1,77	1,14	113,6	10,9	0,11	10,8	4,4
P6	1,72	1,89	189,1	18,2	0,00	0,0	0,0
P7	2,03	1,42	141,6	13,6	0,19	19,1	7,8
P8	1,58	1,52	152,1	14,7	0,10	10,5	4,3
P9	1,41	1,76	176,4	17,0	0,18	17,6	7,2
P10	1,72	1,69	169,3	16,3	0,00	0,0	0,0
P11	2,21	1,71	171,0	16,5	0,11	11,4	4,7
P12	1,96	1,26	125,9	12,1	0,00	0,0	0,0
P13	1,79	1,42	142,3	13,7	0,13	12,9	5,3
P14	1,93	2,01	201,4	19,4	0,00	0,0	0,0
P15	2,03	1,97	197,1	19,0	0,15	14,8	6,1
P16	1,92	1,82	182,3	17,6	0,00	0,0	0,0
P17	1,97	1,65	165,5	15,9	0,00	0,0	0,0
P18	1,77	1,98	197,8	19,1	0,10	10,2	4,2
P19	2,00	1,84	183,9	17,7	0,00	0,0	0,0
P20	2,27	1,86	185,6	17,9	0,26	26,0	10,6
P21	2,39	1,11	111,2	10,7	0,07	6,7	2,7
P22	2,24	0,93	93,4	9,0	0,10	10,5	4,3
P23	2,28	0,90	90,4	8,7	0,93	92,7	37,9
P24	2,84	1,18	118,4	11,4	0,15	15,3	6,2
P25	2,94	1,52	151,8	14,6	0,10	9,9	4,0
P26	2,32	1,79	179,2	17,3	0,13	13,5	5,5
P27	1,62	1,49	148,8	14,3	0,93	92,8	37,9
P28	1,25	2,24	223,9	21,6	0,20	20,0	8,2
Média	2,02	1,55	154,6	14,9	0,16	15,9	6,5

* O Δh corresponde à diferença entre o nível de água extrapolado e o pico observado

As taxas de recarga no primeiro ano do monitoramento variaram entre 90,4 e 223,4 mm, registradas nos piezômetros P23 e P28, respectivamente. Os maiores e menores valores da recarga em 2011 são correspondentes a 8,7 e 21,6% da precipitação anual registrada no posto pluviométrico EP3 (1.038 mm). Para o mesmo ano, a recarga direta média no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, obtida através da média aritmética de todos os piezômetros, foi de 154,6 mm, o que representa 14,9% da precipitação (Tabela 6).

O valor médio calculado neste estudo para o primeiro ano (Tabela 6) foi superior ao obtido por Albuquerque et al. (2015), que a partir de outra metodologia de variação do nível de água, sem as extrapolações das curvas de recessão, estimaram em aproximadamente 100 mm a recarga de água subterrânea para o mesmo vale aluvial em 2011. Por outro lado, mesmo sem as extrapolações das curvas de recessão e a partir da metodologia de variação do nível de água, os valores estimados da recarga subterrânea por Andrade et al. (2014) para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário entre 2005 e 2009, anos com índices pluviométricos parecidos aos de 2011 (média de 817 mm ano⁻¹), variaram entre 109 e 178 mm ano⁻¹, assemelhando-se mais aos obtidos neste estudo.

Para o ano subsequente da série utilizada neste trabalho, observa-se na Tabela 6 que a recarga de água subterrânea foi nula em seis piezômetros utilizados na aplicação da metodologia WTF, são eles: o P6, o P10, o P12, o P14, o P16, o P17 e o P19. Nos demais piezômetros, as recargas em 2012 foram quase sempre inferiores a 26 mm e registradas no mês de setembro, com exceção dos piezômetros P23 e P27, com valores de 92,7 e 92,8 mm, respectivamente. Obtendo-se uma média, chega-se a uma recarga subterrânea de 15,9 mm para 2012 no vale aluvial, que corresponde a 6,49% da precipitação observada no posto pluviométrico EP3 (245 mm).

Em 2003, ano com índice pluviométrico semelhante ao de 2012, também não foram detectadas elevações significativas do nível estático em outros estudos realizados no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário (ANDRADE 2010; ANDRADE et al., 2014; ALBUQUERQUE et al., 2015). No trabalho de Albuquerque et al. (2015), por exemplo, a recarga calculada para o ano 2003 foi de aproximadamente 5 mm.

Alguns estudos já realizados com estimativa de recarga subterrânea, utilizando métodos de variação dos níveis de água, mostraram que a espessura da camada não saturada dos furos de observação exerce grande influência na recarga direta, como constataram Gomes (2008) e Coelho et al. (2012). Buscando-se relacionar os valores de recarga, obtidos pelo método WTF neste estudo, com as camadas não saturadas de cada piezômetro utilizado, foram locadas no gráfico de dispersão as médias da série das duas grandezas, como mostra a Figura 78. No entanto, não foram verificadas para o período analisado correlações positivas entre esses dois componentes, provavelmente pela baixa amplitude das camadas não saturadas, quase todas com médias inferiores a 2,5 m, dos piezômetros analisados (Figura 78).

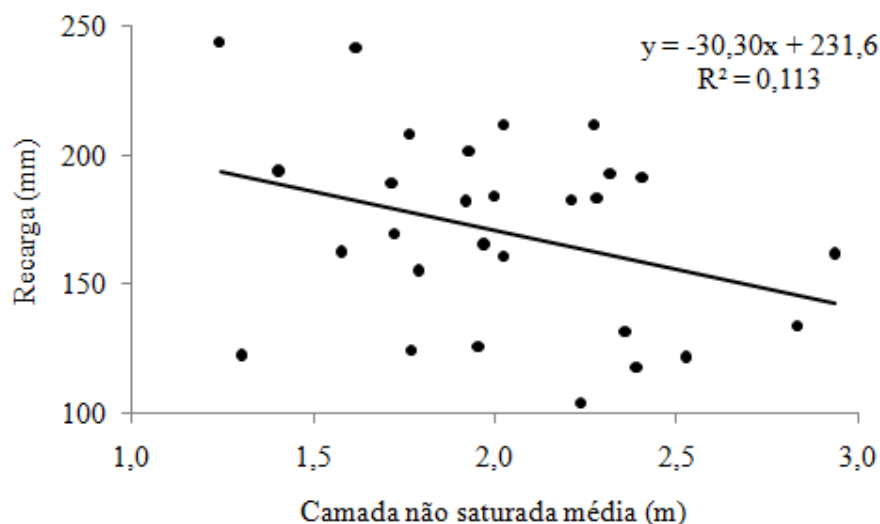


Figura 78 – Regressão linear entre a taxa de recarga e a camada não saturada média de cada piezômetro

8.2.3 Variação do armazenamento subterrâneo

A variação do armazenamento subterrâneo durante os dois anos analisados foi negativa em quase todos os piezômetros utilizados nesta pesquisa, o que indica que o volume de água no aquífero livre diminuiu no período estudado (Tabela 7). As exceções foram nos piezômetros P14 e P23 em 2011, com armazenamentos de 46 e 1 mm, respectivamente.

Tabela 7 – Variação anual do armazenamento subterrâneo (mm) por piezômetro do vale aluvial Nossa Senhora do Rosário

Piezômetro	2011		2012		Piezômetro	2011		2012	
	Δh (m)	ΔS (mm)	Δh (m)	ΔS (mm)		Δh (m)	ΔS (mm)	Δh (m)	ΔS (mm)
P1	-0,31	-31	-1,23	-123	P16	-0,18	-18	-1,35	-135
P2	-0,33	-33	-1,20	-120	P17	-0,21	-21	-1,23	-123
P3	-0,38	-38	-1,25	-125	P18	-0,20	-20	-1,28	-128
P4	-0,28	-28	-1,00	-100	P19	-0,28	-28	-1,23	-123
P5	-0,22	-22	-0,90	-90	P20	-0,28	-28	-1,15	-115
P6	-0,33	-33	-1,03	-103	P21	-0,15	-15	-0,81	-81
P7	-0,33	-33	-0,97	-97	P22	-0,20	-20	-0,85	-85
P8	-0,48	-48	-1,23	-123	P23	0,01	1	-0,44	-44
P9	-0,24	-24	-1,00	-100	P24	-0,24	-24	-0,91	-91
P10	-0,35	-35	-1,07	-107	P25	-0,27	-27	-1,11	-111
P11	-0,35	-35	-1,13	-113	P26	-0,18	-18	-1,28	-128
P12	-0,16	-16	-1,18	-118	P27	-0,13	-13	-0,44	-44
P13	-0,26	-26	-1,22	-122	P28	-0,22	-22	-1,15	-115
P14	0,46	46	-1,20	-120	Média	-0,23	-23	-1,07	-107
P15	-0,24	-24	-1,20	-120	-	-	-	-	-

* Δh e ΔS correspondem às variações no nível de água e armazenamento, respectivamente

Ainda na Tabela 7, observa-se uma queda acentuada do armazenamento subterrâneo em 2012, ocasionada pela redução de 75% da precipitação registrada na EP3 em 2011. O maior declínio da série foi notado no piezômetro P8, com rebaixamento do nível potenciométrico de 1,73 m durante os dois anos. Esse decaimento mais acentuado na série representa uma variação negativa no armazenamento subterrâneo de -48 e -123 mm em 2011 e 2012, respectivamente, considerando-se o coeficiente de porosidade efetiva de 10%. No geral, as variações médias anuais do armazenamento subterrâneo para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário foram de -23 e -107 mm para os anos 2011 e 2012, respectivamente.

8.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS

A Figura 79 mostra o comportamento mensal médio da recarga subterrânea obtida pelos métodos WTF e balanço hídrico no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário. Nos dois meses com maiores registros de precipitações no pluviômetro e no TRMM (abril e maio de 2011), os volumes acumulados que recarregaram o aquífero foram semelhantes pelas duas metodologias, a saber: 102,4 e 111,6 mm pelo WTF e balanço hídrico, respectivamente. No entanto, observa-se nesse período uma defasagem mensal entre os valores registrados pelos dois métodos, com retardamento da recarga pelo WTF no mês de abril. Esse atraso foi provocado pela coleta dos níveis estáticos anteriormente ao maior evento de precipitação de abril de 2011, que aconteceu no dia 30 (≈ 75 mm). Por esse motivo, o pico de recarga pelo método WTF, desse evento de chuva, apenas foi registrado no mês subsequente (maio).

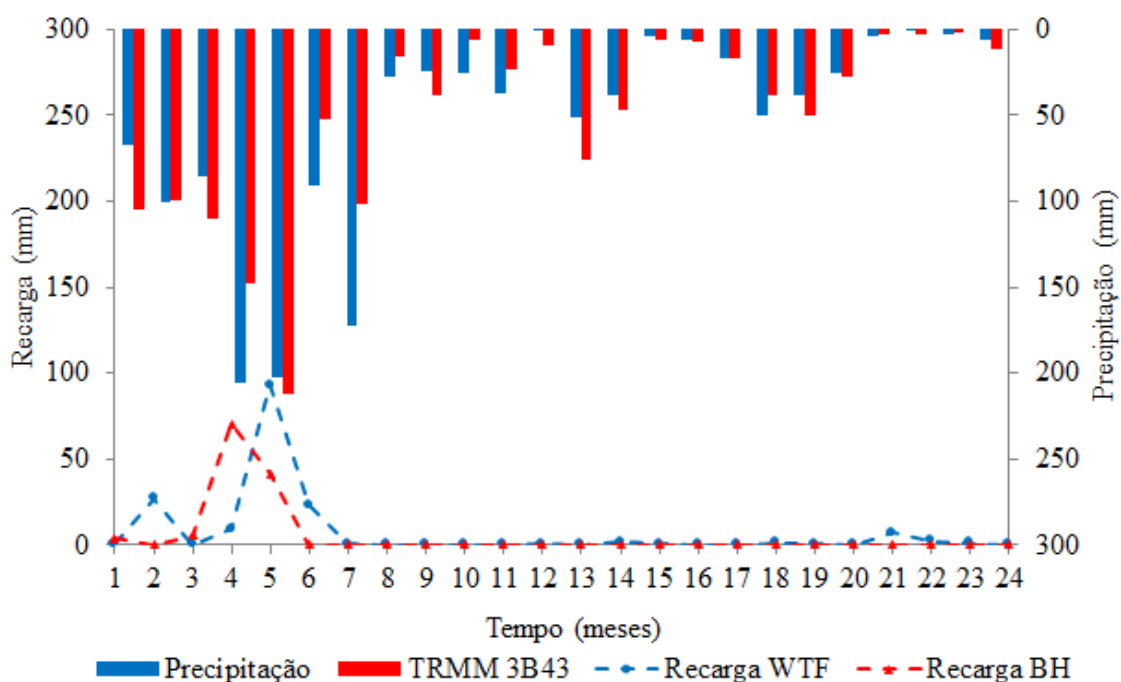


Figura 79 – Recarga subterrânea mensal obtida pelos métodos WTF e do balanço para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário

Verifica-se, ainda, pelos resultados do método WTF, um abastecimento do aquífero em junho de 2011, provocado pela percolação na camada não saturada do solo da água proveniente das precipitações dos meses de abril e maio (Figura 79). Por sua vez, a recarga subterrânea registrada no mês de fevereiro de 2011 pelo método WTF pode estar relacionada às precipitações do mês de dezembro de 2010, que apresentou um evento diário superior a 100 mm, como apresentado na Figura 77. Dessa forma, como se trata de uma provável elevação do nível estático pela precipitação ocorrida no ano anterior, o método do balanço hídrico não foi capaz de detectá-la.

As defasagens, observadas na série da Figura 79, estão relacionadas ao efeito das condições iniciais impostas pela metodologia do balanço hídrico, que não leva em consideração o tempo necessário para a chegada da água proveniente da precipitação mensal, através do processo de infiltração, na camada saturada do solo. Dessa forma, impõe-se, pelo método utilizado com os dados de sensoriamento orbital, o fim do evento com a virada mensal do calendário, com limitações para enxergar o efeito cumulativo das chuvas, associado à umidade do solo, no decorrer dos meses.

Para o segundo ano, o método do balanço hídrico não estimou a pequena recarga registrada pelo método WTF em setembro, que provavelmente está relacionada a movimentos laterais e/ou recargas artificiais provenientes de irrigação no vale aluvial, já que nesse mês a precipitação foi incipiente na região para provocar recarga natural direta das águas subterrâneas. Desacordos como esses, detectados nos dois anos da série, também podem estar relacionados às dificuldades e limitações na obtenção de medidas diretas do comportamento sazonal da recarga em regiões áridas e semiáridas, como mencionaram Montenegro & Ragab (2010). Uma das restrições pode estar ligada à frequência na obtenção dos dados da profundidade do nível estático, uma vez que as pequenas oscilações, que certamente ocorrem entre sucessivas medições, estão sendo descartadas nas coletas mensais.

Por outro lado, as estimativas da recarga subterrânea pelo método do balanço hídrico na BHRI, utilizando os dados de sensoriamento remoto, apresentaram boas concordâncias anuais com as médias dos dados obtidos pela metodologia WTF no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, como mostra a Tabela 8. No primeiro ano analisado, os valores médios estimados pelas duas metodologias foram de 154,6 (WTF) e 120,9 (balanço hídrico) mm ano^{-1} , que correspondem a 14,89 e 13,12% das precipitações registradas pelo pluviômetro EP3 e pelo TRMM, respectivamente. Para o segundo ano analisado, apenas a metodologia WTF registrou recarga subterrânea (15,9 mm), considerada muito baixa e concentrada no mês de setembro, como apresentado na Figura 79. Esses resultados mostram a maior adequabilidade da metodologia em representar totais anuais dessa componente do balanço hídrico.

Tabela 8 – Recargas médias anuais para o vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, pelos métodos WTF e do balanço hídrico por imagens satélites

Ano	WTF		Balanço Hídrico		Diferença	
	Recarga (mm)	Recarga (%)	Recarga (mm)	Recarga (%)	Recarga (mm)	Recarga (%)
2011	154,6	14,89	120,9	13,12	33,7	21,8
2012	15,9	6,49	0,00	0,00	15,9	100
Total	170,5	13,29	120,9	10,00	49,6	29,1

Em estudo anterior realizado por Montenegro & Ragab (2010) no vale aluvial Nossa Senhora do Rosário, também foram encontradas diferenças anuais semelhantes entre as taxas de recarga estimadas a partir de um modelo hidrológico distribuído e um método de variação do nível da água em piezômetros. Nos sete anos da série utilizada (2002-2008), as recargas médias por eles estimadas foram de aproximadamente 170 (modelagem) e 205 (nível de água) mm ano⁻¹, com coeficiente de determinação de 0,68 entre os dados obtidos pelas duas metodologias. A média da diferença absoluta entre os valores das duas aplicações (≈ 35 mm ano⁻¹) foi um pouco superior aos 25 mm ano⁻¹ obtidos neste trabalho, com tendência de superestimativa dos métodos utilizados de variação do nível de água em ambos. No entanto, a diferença relativa entre as duas abordagens por eles aplicadas ($\approx 17\%$), que pode ter sido reduzida pela anulação entre as diferenças positivas e negativas da série maior de sete anos, foi inferior aos 29% alcançados neste estudo.

As discrepâncias entre os valores anuais da recarga subterrânea apresentados nesta tese podem estar relacionadas às incertezas nos componentes utilizados para os cálculos dos dois métodos. Na aplicação do método WTF, as incertezas podem estar ligadas à frequência na obtenção dos dados e às dificuldades na determinação de um coeficiente de rendimento específico (S_y) representativo para todos os piezômetros utilizados, já que os depósitos aluviais da região semiárida brasileira têm acentuada anisotropia nas características hidrodinâmicas, como mencionaram Costa Filho & Costa (2000). No caso do método do balanço hídrico, as incertezas podem estar associadas à subestimativa da precipitação média pelo TRMM, às descon siderações da recarga lateral proveniente dos aquíferos circunvizinhos (MONTEIRO, 2003), e às saídas e entradas advindas da irrigação.

As incertezas nas aplicações das duas metodologias utilizadas neste trabalho foram analisadas no estudo realizado por Lucas et al. (2015) na bacia hidrográfica Ribeirão da Onça, em São Paulo. Os resultados das análises mostraram incertezas de aproximadamente 24 e 41% nas estimativas realizadas pelo método WTF e do balanço hídrico (imagens de satélites), respectivamente. No entanto, esses desvios na obtenção da recarga pelo balanço hídrico podem ter

vido potencializados pela desconsideração da precipitação efetiva na bacia hidrográfica. No final, a aplicação dos dois métodos apresentou valores plurianuais mais divergentes que os apresentados neste estudo, com médias de 537 (balanço hídrico) e 311 (WTF) mm para a série utilizada de oito anos hidrológicos.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

9.1 ASPECTOS GERAIS DA RECARGA SUBTERRÂNEA

As imagens de sensores orbitais, processadas em Sistemas de Informações Geográficas, são capazes de fornecer dados para a compreensão dos processos hidrológicos atuantes na região semiárida do Brasil. Os componentes de entrada e saída da equação do balanço hídrico (precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial), obtidos a partir das técnicas utilizadas nesta pesquisa, permitiram a espacialização da recarga subterrânea na bacia hidrográfica do rio Ipanema (BHRI).

Os mapas regionais, gerados a partir da metodologia proposta nesta tese, indicaram uma grande variabilidade espacial da recarga subterrânea na área de estudo, concentrada principalmente nos vales aluviais, com espacializações que corroboram as informações presentes na literatura sobre as áreas de maior afluência dos aquíferos livres na bacia hidrográfica. Por sua vez, as análises quantitativas revelaram baixas taxas médias de recarga subterrânea na BHRI, concentradas principalmente entre os meses de janeiro a julho, com diferença significativa entre os valores examinados dos anos 2011 (23,7 mm ano⁻¹) e 2012 (3,7 mm ano⁻¹).

A avaliação dos resultados do balanço hídrico (sensoriamento remoto), realizada através da comparação com o método WTF em um vale aluvial inserido na BHRI, demonstrou uma tendência de subestimativa de 33,7 (2011) e 15,9 (2012) mm ano⁻¹ da metodologia que utiliza as imagens de sensores orbitais. No entanto, pelas diferenças apresentadas, pode-se considerar que as duas metodologias aplicadas apresentaram boas concordâncias anuais, já que várias incertezas estão associadas às diversas técnicas de estimativa de recarga subterrânea, como citaram vários autores em diversos estudos.

Como as pesquisas referentes ao tema ainda são incipientes, os valores gerados nesta tese fornecem uma boa percepção do potencial do sensoriamento remoto para avaliar as taxas de recarga das águas subterrâneas na BHRI, com possíveis aplicações desses dados para estudos relacionados à modelagem e à vulnerabilidade ambiental, bem como o auxílio na tomada de decisões a respeito da utilização desse recurso hídrico na região.

Considerando os resultados obtidos na aplicação de cada componente do balanço hídrico, utilizado para o cálculo da recarga subterrânea, serão apresentados, nos próximos três itens deste capítulo, as conclusões a respeito das outras questões levantadas nesta tese, a saber: a validação das estimativas de precipitação; a determinação do escoamento superficial; e a representação da evapotranspiração distribuída mensal.

9.2 VALIDAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO

No estudo mensal da precipitação, observou-se que as estimativas pelo produto 3B43.v7 do TRMM seguem o mesmo padrão dos valores medidos nas 15 estações pluviométricas distribuídas pela BHRI, principalmente quando a análise realizada considera as médias mensais dos valores observados e estimados para toda área de estudo, com coeficiente de correlação de 0,93 e baixa extensão da variação do volume precipitado (REQM = 17,1 mm) durante os 2 anos analisados.

Nas análises individuais, baseadas na comparação ponto-*pixel*, as correlações entre as medições mensais do TRMM e das estações pluviométricas foram inferiores às obtidas com a média mensal, variando entre 0,54 e 0,92. No entanto, considerando-se a abrangência de uma grade do TRMM ($\approx 625 \text{ km}^2$), os coeficientes obtidos na análise individual de cada posto foram razoáveis, já que discrepâncias entre as precipitações registradas em postos distantes poucos quilômetros e dentro de um mesmo *pixel* do TRMM podem acontecer, conforme foi observado nas estações EP4, EP6, EP7 e EP14. Ademais, as correlações mais baixas observadas nessas estações podem ter sido influenciadas por algum erro na estimativa da precipitação do *pixel* que as abrange, notados em setembro e outubro de 2012 na segunda abordagem de análise.

No geral, os coeficientes mostraram uma tendência de subestimativa dos dados do TRMM para a BHRI em escala anual, mas sem uma dependência clara de subestimação e superestimação sazonal intra-anual, já que em meses mais chuvosos as duas estimativas foram observadas. A validação baseada na classificação topográfica da bacia hidrográfica não mostrou nenhuma correlação, ao contrário do que foi observado em alguns outros estudos.

Por fim, as análises demonstraram que os dados de precipitação derivados do produto 3B43.v7 do TRMM podem ser usados em aplicações hidrológicas para complementar as informações obtidas nos postos pluviométricos, caso os mesmos não estejam disponíveis.

9.3 DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Na classificação dos grupos hidrológicos realizada neste estudo, observou-se que na bacia hidrográfica do rio Ipanema predominam os solos com baixa taxa de infiltração, inseridos nos grupos C e D (78,3%).

Os valores médios da CN na bacia hidrográfica foram considerados elevados para a CUAII (81) e a CUA I (66), devido à constatação de grandes áreas com rochas pré-cambrianas e antropizadas na região de estudo.

O escoamento superficial apresentou grande diferença interanual no período analisado, com valores médios de 314,31 e 32,18 mm em 2011 e 2012, respectivamente. Na análise mensal, a maior precipitação efetiva média na bacia hidrográfica foi de 103,2 mm, observada em maio de 2011, o mês mais chuvoso da série.

Por fim, observou-se que a abordagem integrada entre os dados de sensoriamento remoto e informações auxiliares, utilizada em ambiente SIG para aplicar o modelo SCS-CN, fornece uma ferramenta poderosa para a avaliação de um grande volume de dados do escoamento superficial em bacias hidrográficas, principalmente as desprovidas de dados observados.

9.4 REPRESENTAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DISTRIBUÍDA MENSAL

O mapeamento realizado através da metodologia SEBAL possibilitou identificar os padrões espacial e temporal dos parâmetros biofísicos, dos componentes do balanço de radiação e da evapotranspiração na bacia hidrográfica do rio Ipanema.

Nas análises dos parâmetros biofísicos, constatou-se uma redução substancial dos valores do NDVI nos períodos secos da região, devido ao mecanismo de defesa fisiológico das espécies da Caatinga. No entanto, foram observadas inversões da dinâmica nos períodos de inverno, com rápida elevação da produção de biomassa nos brejos de altitude após os primeiros eventos de precipitação. Nessa comparação intra-anual, verificou-se também que os maiores valores de NDVI estão associados aos menores valores de albedo e temperatura de superfície.

Para o balanço de energia, os resultados obtidos permitiram concluir que as variações dos seus componentes foram influenciadas pela sazonalidade da vegetação e a disponibilidade da radiação solar incidente na área de estudo. De maneira geral, foram detectados nas análises deste trabalho valores mais baixos do R_n , G e H nas regiões mais elevadas da bacia hidrográfica, onde a vegetação de Caatinga está mais vigorosa. Por outro lado, nessas áreas de vegetação nativa densa foram observadas maiores quantidades do LE , cuja energia é utilizada no processo evapotranspirativo.

Como esperado, os maiores e menores valores da evapotranspiração real, obtidos pelo SEBAL, foram registrados nas áreas mais vegetadas e de solo exposto da bacia hidrográfica, respectivamente. Nas análises mensais desse componente do balanço hídrico, pôde-se observar a sazonalidade intra-anual da evapotranspiração real, cujas médias variaram entre 55 e 130 mm mês⁻¹ durante os dois anos deste estudo. Por sua vez, a comparação interanual mostrou que, a baixa disponibilidade hídrica na região em 2012 reduziu, para esse ano, o valor médio da evapotranspiração na BHRI quando comparado ao ano anterior.

Por fim, as análises realizadas demonstraram que o algoritmo SEBAL pode ser utilizado para a determinação da evapotranspiração real distribuída da BHRI, pois se trata de uma ferramenta prática, econômica e eficiente, já que foi utilizada e validada em várias regiões do mundo, inclusive no semiárido do Nordeste brasileiro. As comparações realizadas neste trabalho com a evapotranspiração de referência diária calculada na estação meteorológica confirmam, ressaltando-se as diferenças entre as grandezas, essa eficiência do algoritmo SEBAL.

9.5 RECOMENDAÇÕES

Apesar dos resultados interessantes alcançados neste trabalho, muitas lacunas ainda permanecem abertas nessa área do conhecimento, com possibilidades de refinamento nas aplicações do modelo para a estimativa da recarga subterrânea na região semiárida do Brasil. Nesse sentido, os esforços direcionados às aplicações futuras devem levar em consideração as seguintes recomendações:

1. Utilização de outros produtos de sensoriamento remoto, com melhores resoluções, para oferecer mais detalhes das áreas heterogêneas da BHRI. Dentre esses produtos, destaca-se o do programa GPM (*Global Precipitation Measurement*), sucessor do TRMM que tem capacidade estendida para medir precipitações globais mais leves;
2. Validação dos componentes de saída utilizados para a aplicação do balanço hídrico. No caso da evapotranspiração real, os dados do SEBAL poderão ser comparados aos da técnica do balanço de energia pela razão de Bowen. Já para o escoamento superficial, os dados do método SCS-CN poderão ser avaliados pelos observados de vazão na BHRI;
3. Instalação e monitoramento de mais piezômetros distribuídos por toda a BHRI, com a finalidade de aumentar a representatividade da aplicação do método WTF e obter comparações com a metodologia proposta neste trabalho em outras áreas da bacia hidrográfica;
4. Introdução de sondas para medições automáticas do nível estático em alguns piezômetros, a fim de detectar mudanças em um intervalo de tempo menor que o mensal e tornar os resultados da aplicação do método WTF mais fidedignos para ser comparados ao do balanço hídrico;
5. Realização de estudos mais detalhados sobre as sensibilidades e incertezas das variáveis dos dois métodos utilizados nesta pesquisa, bem como a ampliação da série e adição de mais componentes do balanço hídrico no modelo, a exemplo das saídas e chegadas de água provenientes da irrigação e a incorporação das direções de fluxo da água superficial no método SCS-CN;

6. Aplicação de outro método para a estimativa da recarga subterrânea na BHRI, como o CMB (*Chloride Mass Balance*), já que a utilização de pelo menos três foi recomendada em alguns trabalhos, como os realizados por Scanlon et al. (2002) e Lucas et al. (2015).

REFERÊNCIAS

- ABDALLA, F. Mapping of groundwater prospective zones using remote sensing and GIS techniques: A case study from the Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, v.70, p.8-17, 2012.
- ADIAT, K. A. N.; NAWAWI, M. N. M.; ABDULLAH, K. Assessing the accuracy of GIS-based elementary multi criteria decision analysis as a spatial prediction tool – A case of predicting potential zones of sustainable groundwater resources. *Journal of Hydrology*, v.440-441, p.75-89, 2012.
- ADJEI, K. A.; REN, L.; APPIAH-ADJEI, E. K.; KANKAM-YEBOAH, K.; AGYAPONG, A. A. Validation of TRMM data in the Black Volta basin of Ghana. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.17, p.647-654, 2012.
- AGARWAL, R.; GARG, P. K.; GARG, R. D. Remote Sensing and GIS based approach for identification of artificial recharge sites. *Water Resources Management*, v.27, p.2671-2689, 2013.
- ALBHAISI, M.; BRENDONCK, L.; BATELAAN, O. Predict impacts of land use change on groundwater recharge of the upper Berg catchment, South Africa. *Water SA*, v.39, p.212-22, 2013.
- ALBUQUERQUE, C. G.; MONTENEGRO, S. M. G L.; MONTENEGRO, A. A. A.; FONTES JÚNIOR, R. V. P. Recarga de aquífero aluvial sob uso agrícola. *Águas subterrâneas*, v.29, p.60-71, 2015.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56. Rome, 297p., 1998.
- ALLEN, R.G.; WATERS, R.; TREZZA, R.; TASUMI, M.; BASTIAANSEN, W. Sebal - surface energy balance algorithms for land: Idaho implementation: advance training and user's manual. Moscow: Idaho Department of Water Resources, 98p., 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M., MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W. LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.
- ALLISON, G. B.; GEE, G. W.; TYLER, S. W. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Science Society of America Journal*, v.58, p.6-14, 1994.
- ALMEIDA, C. L.; OLIVEIRA, J. G. B.; ARAÚJO, J. C. Impacto da recuperação de área degradada sobre as respostas hidrológicas e sedimentológicas em ambiente semiárido. *Water Resources and Irrigation Management*, v.1, p.39-50, 2012.
- ALREHAILI, A. M.; HUSSEIN, M. T. A. Use of remote sensing, GIS and groundwater monitoring to estimate artificial groundwater recharge in Riyadh, Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, v.5, p.1367-1377, 2012.

- ALVAREZ, M. P.; TROVATTO, M. M.; HERNÁNDEZ, M. A.; GONZÁLEZ, N. Groundwater flow model, recharge estimation and sustainability in an arid region of Patagonia, Argentina. *Environmental Earth Science*, v.66, p.2097-2108, 2012.
- ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO JUNIOR, O. A. Sensor MODIS: uma abordagem geral. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 58p., 2003.
- ANDRADE, R. G. Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 135p., 2008.
- ANDRADE, T. S. Variabilidade espacial e temporal de atributos hidrológicos para gerenciamento de recursos hídricos em aluvião no semi-árido sob uso agrícola. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 94p., 2010.
- ANDRADE, T. S.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RODRIGUES, D. F. B. Estimation of alluvial recharge in the semiarid. *Engenharia Agrícola*, v.34, p.211-221, 2014.
- ANDREWS, D. G. An introduction to atmospheric physics. Cambridge University Press: New York, second edition, 237p., 2010.
- ARAÚJO, A. L., SILVA, B. B., BRAGA, C. C. Simplified modeling of downwelling long-wave radiation over brazilian semi-arid under irrigation conditions. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.30, p.137-145, 2012.
- ARAÚJO, A. L. Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 101p., 2014.
- ARAÚJO NETO, J. R.; PALÁCIO, H. A. Q.; ANDRADE, E. M.; SANTOS, J. C. N.; PINHEIRO, E. A. R. Otimização do número de curva (CN-SCS) para diferentes manejos na região semiárida, Ceará, Brasil. *Irriga, Edição Especial*, p.264-279, 2012.
- ASCE-EWRI – American Society of Civil Engineers – Environmental and Water Resources Institute. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.
- AWAN, U. K.; TISCHBEIN, B.; MARTIUS, C. Combining hydrological modeling and GIS approaches to determine the spatial distribution of groundwater recharge in an arid irrigation scheme. *Irrigation Science*, v.31, p.793-806, 2013.
- AWAN, U. K.; ISMAEEL, A. A new technique to map groundwater recharge in irrigated areas using a SWAT model under changing climate. *Journal of Hydrology*, v.519, p.1368-1382, 2014.
- BANERJEE, P.; PRASAD, R. K.; SINGH, V. S. Forecasting of groundwater level in hard rock region using artificial neural network. *Environmental Geology*, v.58, p.1239-1246, 2009.
- BARRETO, C. E. A. G. Balanço Hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 249p., 2006.

- BASTIAANSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies Mediterranean climates. PhD thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273p., 1995.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL), Part 1: Formulation. *Journal of Hydrology*, v.212-213, p.198-298, 1998a.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROENRINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL), Part 2: Validation. *Journal of Hydrology*, v.212-213, p.213-229, 1998b.
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v.229, p.87-100, 2000.
- BERNARDO, S.; SOUSA, E. F.; CARVALHO, J. A. Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o), para as "Áreas de Baixada e de Tabuleiros" da região Norte Fluminense. *Boletim técnico*, Campos dos Goytacazes: UENF, 14p., 1996.
- BERNDTSSON, R. Application of infiltration equations to a catchment with large spatial variability infiltration. *Hydrological Sciences Journal*, v.32, p.399-413, 1987.
- BEZERRA, J. M. Estimativa da evapotranspiração real para área de Caatinga utilizando SEBAL. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Departamento de Tecnologia Rural, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 77p., 2011.
- BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; LOPES, P. M. O.; SILVA, E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.18, p.73-84, 2014.
- BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97, p.52-67, 2005.
- BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.1522-1534, 2010.
- BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer over the continental United States. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.49, p.2448-2462, 2011.
- BOHNENSTENGEL, S. I.; SCHLUNZEN, K. H.; BEYRICH, F. Representativity of in situ precipitation measurements — A case study for the LITFASS area in North-Eastern Germany. *Journal of Hydrology*, v.400, p.387–395, 2011.
- BORCHARDT, S.; TRAUTH, M. H. Remotely-sensed evapotranspiration estimates for an improved hydrological modeling of the early Holocene mega-lake Suguta, northern Kenya Rift. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.361-362, p.14-20, 2012.

- BORGES JÚNIOR, J. C. F.; ANJOS, R. J.; SILVA, T. J. A.; LIMA, J. R. S.; ANDRADE, C. L. T. Métodos de estimativa de evapotranspiração de referência diária para a microrregião de Garanhuns, PE. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.16, p.380-390, 2012.
- BRakensiek, D. L.; Rawls, W. J. Green-Ampt infiltration model parameters for hydrologic classification of soils. In: *Conference on Advances in irrigation and Drainage*, ASCE/ASAE, p.226-233, 1983.
- Brunner, P.; Hendricks Franssen, H. J.; Kgotlhang, T.; Bauer-Gottwein, P.; Kinzelbach, W. How can remote sensing contribute in groundwater modeling?. *Hydrogeology Journal*, v.15, p.5-18, 2007.
- Brutsaert, W. H. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Boston, Massachusetts, 212p., 1982.
- Callegari-Jaques, S. M. *Bioestatística: princípios e aplicações*. Artmed: Porto Alegre, 255p., 2003.
- Cammalleri, C.; Ciraolo, G.; Loggia, G.; Maltese, A. Daily evapotranspiration assessment by means of residual surface energy balance modeling: A critical analysis under a wide range of water availability. *Journal of Hydrology*, v.453-453, p.119-129, 2012.
- Campeche, L. F. S.; Aguiar Netto, A. O.; Sousa, I. F.; Faccioli, G. G.; Silva, V. P. R.; Azevedo, P. V. Lisímetro de pesagem de grande porte. Parte I: Desenvolvimento e calibração. *Revista Brasileira de engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, p.519-525, 2011.
- Cardoso, A. O.; Clarke, R. T.; Dias, P. L. S. A case study of the use of sea-surface temperatures (SSTs) to obtain predictors of river flows. In: *Regional Hydrological Impacts of Climate Change-impact Assessment and Decision Making*, IAHS Publications, p.231-238, 2005.
- Carlesso, R.; SPOHR, R. B.; ELTZ, F.L.F.; FLORES, C.H. Runoff estimation in southern Brazil based on Smith's modified model and the Curve Number method. *Agricultural Water Management*, v.98, p.1020-1026, 2011.
- Chen J; K. T. P. U.; Ustin S. L.; Suchanek T. H.; Bond B. J.; Brosofske K. D.; Falk M. Net ecosystem exchanges of carbon, water, and energy in young and old-growth Douglas-Fir forests. *Ecosystems* v.7, p.534-544, 2004.
- Choi, M.; Kustas, W. P.; Anderson, M. C.; Allen, R. G.; Li, F.; Hjaersgaard, J. H. An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.1082-2097, 2009.
- Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill: New York, 584p., 1994.
- Coelho, V. H. R.; Almeida, C. N.; Silans, A. M. B. P. Análise da flutuação do nível d'água para estimativa da recarga subterrânea da bacia representativa do rio Gramame no Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.17, p.241-252, 2012.
- Coelho, V. H. R.; Montenegro, S. M. G. L.; Almeida, C. N.; Lima, E. R. V.; Ribeiro Neto, A.; Moura, G. S. S. Dinâmica do uso e ocupação do solo em uma bacia hidrográfica do semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.18, p.64-72, 2014.

- COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, v.360, p.207-216, 2008.
- CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico*, v.31, p.35-52, 2010.
- COSTA FILHO, W. D.; COSTA, W. D. Caracterização Hidrogeológica do Estado de Pernambuco. In: *Anais do 1st Joint World Congress on Groundwater*, Fortaleza, p.1-20, 2000.
- DANTAS, F. R. C.; BRAGA, C. C.; SOUZA, E. P.; SILVA, S. T. A. Determinação do albedo de superfície a partir de dados AVHRR/NOAA e TM/Landsat-5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, p.24-31, 2010.
- DAWDY, D. R. Problems of runoff modeling which are particular to the area or climate being modeled. In: *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. Org por Bowles, D. S.; O'Connel, P. E. Springer Netherlands, 667p., 1991.
- De BRUIN, H. A. R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J.C. (Ed.), *Proceedings and Information: TNO Committee on Hydrological*, vol. 39, Gravenhage, The Netherlands, p.5-31, 1987.
- De BRUIN DE, H. A. R., STRICKER, J. N. M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Journal of Hydrology*, v.45, p.391-406, 2000.
- DESHMUKH, D. S.; CHAUBE, U. C.; HAILU, A. E.; GUDETA, D. A.; KASSA, M. T. Estimation and comparison of curve numbers based on dynamic land use land cover change, observed rainfall-runoff data and land slope. *Journal of Hydrology*, v.492, p.89-101, 2013.
- DIAS, N. W.; DINIZ, H. N.; TARGA, M. S.; BATISTA, G. T. Geospatial technology applied to the identification of groundwater recharge areas in northeastern São Paulo, Brazil. *Revista Ambiente & Água*, v.4, p.21-30, 2009.
- DINKU, T.; CECCATO, P.; GROVER-KOPEC, E.; LEMMA, M.; CONNOR, S. J.; ROPELEWSKI, C. F. Validation of satellite rainfall products over East Africa's complex topography. *International Journal of Remote Sensing*, v.28, p.1503-1526, 2007.
- DUAN, Z.; BASTIAANSEN, W. G. M. First results from Version 7 TRMM 3B43 precipitation product in combination with a new downscaling-calibration procedure. *Remote Sensing of Environment*, v.131, p.1-13, 2013.
- DUCHEMIN, B.; HADRIA, R.; ERRAKI, S.; BOULET, G.; MAISONGRANDE, P.; CHEHBOUNI, A.; ESCADAFAL, R.; EZZAHAR, J.; HOEDJES, J. C. B.; KHARROU, M. H.; KHABBA, S.; MOUGENOT, B.; OLIOSO, A.; RODRIGUEZ, J. C.; SIMONNEAUX, V. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, v.79, p.1-27, 2006.
- DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. *Solar engineering of thermal process*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 919p., 1991.

- ELEWA, H. H.; QADDAH, A. A. Groundwater potentiality mapping in the Sinai Peninsula, Egypt, using remote sensing and GIS-watershed-based modeling. *Hydrogeology Journal*, v.19, p.613-628, 2011.
- EL-HAMES, A. S. An empirical method for peak discharge prediction in ungauged arid and semi-arid region catchments based on morphological parameters and SCS curve number. *Journal of Hydrology*, 456-457, p.94-100, 2012.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema brasileiro de classificação de solos: 2ª aproximação. Rio de Janeiro: Embrapa, 107p., 1981.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 378p., 2000.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 306p., 2006.
- FANG, J.; DU, J.; XU, W.; SHI, P.; LI, M.; MING, X. Spatial downscaling of TRMM precipitation data based on the orographical effect and meteorological conditions in a mountainous area. *Advances in Water Resources*, v.61, p.42-50, 2013.
- FEIDAS, H. Validation of satellite rainfall products over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, v.99, p.193-216, 2010.
- FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.13, p.449-453, 2009.
- FLORENZANO, T. G. Iniciação ao sensoriamento remoto. Oficina de Textos: São Paulo, 101p., 2007.
- FONTES JUNIOR, R. V. P. Estudo da estabilidade e variabilidade temporal do nível freático e salinidade visando à análise de recarga. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 80p., 2012.
- FONTES JUNIOR, R. V. P.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, Suzana M. G. L.; SANTOS, T. E. Estabilidade temporal da potenciometria e da salinidade em vale aluvial no semiárido de Pernambuco. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.16, p.1188-1197, 2012.
- FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B., VASQUES, A. C.; SANTO, C. M. E.; CONFORTE, J. C. Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. *Journal of Geophysical Research*, v.114, p.1-9, 2009.
- GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, v.44, p.225-241, 1990.
- GIONGO, P. R.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; ROCHA, H. R.; MEDEIROS, S. R. R.; NAZARENO, A. C. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, p.279-287, 2010.

- GOKMEN, M.; VEKERDY, Z.; LUBCZYNSKI, M. W.; TIMMERMANS, J. Assessing groundwater storage changes using remote sensing-based evapotranspiration and precipitation at a large semiarid basin scale. *Journal of Hydrometeorology*, v.16, p.129-146, 2013.
- GOMES, L. H. Determinação da recarga profunda na Bacia-Piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do sistema Aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 167p., 2008.
- GONTIA, N. K.; PATIL, P. Y. Assessment of groundwater recharge through rainfall and water harvesting structures in Jamka microwatershed using remote sensing and GIS. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, v.40, p.639-648, 2012.
- GUPTA, P. K.; PANIGRAHY, S. Predicting the spatio-temporal variation of run-off generation in India using remotely sensed input and Soil Conservation Service curve number model. *Current Science*, v.95, p.1580-1587, 2008.
- GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D. Determinação do saldo de radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.16, p.1107-1114, 2012.
- HAGERDON, B.; EL-KADI, A. I.; MAIR, A.; WHITTIER, R. B.; HA, HYOOCHUL. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and cl, CFC-12 and ³H chemistry. *Journal of Hydrology*, v.409, p.650-662, 2011.
- HAWKINS, R. H.; WARD, T. W.; WOODWARD, E.; MULLEM, J. A. V. Continuing evolution of rainfall-runoff and the curve number precedent. In: 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV, p.1-12, 2010.
- HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, v.10, p.91-109, 2002.
- HUAN, H.; WANG, J.; TENG, Y. Assessment and validation of groundwater vulnerability to nitrate based on a modified DRASTIC model: A case study in Jilin City of northeast China. *Science of the Total Environment*, v. 440, p.14-23, 2012.
- HUANG, C.; YEH, H.; LIN, H.; LEE, S.; HSU, K. LEE, C. Groundwater recharge and exploitative potential zone mapping using GIS and GOD techniques. *Environmental Earth Sciences*, v.68, p.267-280, 2013.
- HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, p.295-309, 1988.
- HWANG, H.; CHOI, M. Seasonal trends of satellite-based evapotranspiration algorithms over a complex ecosystem in East Asia. *Remote Sensing of Environment*, v.137, p.144-263, 2013.
- IMMERZEEL, W. W.; RUTTEN, M. M.; DROOGERS, P. Spatial downscaling of TRMM precipitation using vegetative response on the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.362-370, 2009.
- JACOMINE, P. K. T. A nova classificação brasileira de solos. *Anais da Academia Pernambucana de Ciência Agronômica*, v.5-6, p.161-179, 2009.

- JAIN, S. K.; JAIN, S. K.; HARIPRASAD, V.; CHOUDHRY, A. Water balance study for a basin integration remote sensing data and GIS. *Journal of Indian Society of Remote Sensing*, v.39, p.259-270, 2011.
- JAMRAH, A.; AL-FUTAISI, A.; RAJMOHAN, N.; AL-YAROUBI, S. Assessment of groundwater vulnerability in the coastal region of Oman using DRASTIC index method in GIS environment. *Hydrogeology Journal*, v.18, p.126-138, 2007.
- JASROTIA, A. S.; KUMAR, R.; SARAF, A. K. Delineation of groundwater recharge sites using integrated remote sensing and GIS in Jammu district, India. *International Journal of Remote Sensing*, v.28, p.5019-5036, 2007.
- JENSEN, J. R. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Parênteses: São José dos Campos, SP, 598p., 2009.
- JHA, M. K.; CHOWDARY, V. M. Challenges of using remote sensing and GIS in developing nations. *Hydrogeology Journal*, v.15, p.197-200, 2007.
- JIA, S.; ZHU, W.; LÜ, A.; YAN, T. A statistical spatial downscaling algorithm of TRMM precipitation based on NDVI and DEM in the Qaidam Basin of China. *Remote Sensing of Environment*, v.115, p.3069-3079, 2011.
- JOHNSON, A. I. Specific yield – compilation of specific yields for various materials. United States Geological Survey Water Supply. Paper 1662-D, 74p., 1967.
- JUNG, J.; YOON, K.; CHOI, D.; LIM, S.; CHOI, W.; CHOI, S.; LIM, B. Water management practices and SCS curve numbers of paddy fields equipped with surface drainage pipes. *Agricultural Water Management*, v.110, p.78-83, 2012.
- JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J. R. G.; VERMOTE, E. F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D. P.; MORISETTE, J. T. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v.83, p.3-15, 2002.
- KARASEVA, M. O.; PRAKASH, S.; GAIROLA, R. M. Validation of high-resolution TRMM-3B43 precipitation product using rain gauge measurements over Kyrgystan. *Theoretical and Applied Climatology*, v.108, p.147-157, 2012.
- KARMANN, I. Ciclo da Água: água subterrânea e sua ação geológica. In: *Decifrando a Terra*. Org. por Teixeira, W.; Fairchild, T.; Toledo, C.; Taioli, F. Companhia Nacional, 624p., 2008.
- KHALAF, A. Spatial and temporal distribution groundwater recharge in the West Bank using remote sensing and GIS techniques. PhD thesis, Durham University, United Kingdom, 276p., 2010.
- KHALAF, A.; DONOGHUE, D. Estimating recharge distribution using remote sensing: A case study from the West Bank. *Journal of Hydrology*, v.414-415, p.354-363, 2012.
- KIM, H.; LIANG, S. Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.2393-2402, 2010.
- KIZZA, M.; WESTERBERG, I.; RODHE, A.; NTALE, H. K. Estimating areal rainfall over Lake Victoria and its basin using ground-based and satellite data. *Journal of Hydrology*, v.464-465, p.401-411, 2012.

- KNOCHE, M.; FISCHER, C.; POHL, E.; KRAUSE, P.; MERZ, R. Combined uncertainty of hydrological model complexity and satellite-based forcing data evaluated in two data-scarce semiarid catchments in Ethiopia. *Journal of Hydrology*, v.519, p.2049-2066, 2014.
- KONSTANTINOS, S. X.; VALIANTZAS, J. D. Indetifications of the SCS-CN parameter spatial distribution using rainfall-runoff data in heterogeneous watersheds. *Water Resources Management*, v.27, p.17371749, 2013.
- KROL, M. S.; JAEGER, A.; BRONSTERT, A.; GÜNTER, A. Integrated modelling of climate, water, soil, agricultural and socio-economic processes: a general introduction of methodology and some exemplary results from the semi-arid north-east of Brazil. *Journal of Hydrology*, v.275, p.417-431, 2006.
- KUSTAS, W. P.; ALFIERI, J. G.; ANDERSON, M. C.; COLAIZZI, P. D.; PRUEGER, J. H.; EVETT, S. R.; NEALE, C. M. U.; FRENCH, A. N.; HIPPS, L. E.; CHÁVEZ, J. L.; COPELAND, K. S.; HOWELL, T. A. Evaluation the two-source energy balance model using local thermal and surface flux observations in a strongly advective irrigated agricultural area. *Advances in Water Resources*, v.50, p.120-133, 2012.
- LANGAN, L. N.; LAMMERS, D. A. Definitive Criteria for Hydrologic Soil Groups. *Soil Survey Horizons*, v.32, p.69-77, 1991.
- LERNER, D. N.; ISSAR, A. S.; SIMMERS I. Groundwater Recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge. *International Contributions to Hydrogeology*, v.8, 345p., 1990.
- LIANG, S.; SHUEY, C. J.; RUSS, A. L.; FANG, H.; CHEN, M.; WALTHALL, C. L.; DAUGHTRY, C. S. T.; HUNT JR., R. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, v.84, p. 25-41, 2002.
- LIANG, S.; WANG, K.; ZHANG, X.; WILD, M. Review on estimation of land surface radiation and energy budgets from ground measurement, remote sensing and model simulations. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, v.3, p.225-240, 2010.
- LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. Remote sensing and image interpretation. New York: John Wiley & Sons, Inc., 763p., 2004.
- LIMA, E. P.; SEDIYAMA, G. C.; ANDRADE, R. G.; LOPES, V. D.; SILVA, B. B. Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. *Revista Ceres*, v.61, p.17-27, 2014.
- LINHARES, F. M.; COELHO, V. H. R.; ALMEIDA, C. N.; SILANS, A. M. B. P. Avaliação da vulnerabilidade e do risco à contaminação das águas subterrâneas da bacia hidrográfica do rio Gramame (PB). *Sociedade & Natureza*, v.36, p.139-157, 2014.
- LINSLEY, R. K.; FRANZINI, J. B. Engenharia de Recursos Hídricos. McGraw-Hill: São Paulo, 798p., 1978.
- LI, L.; HONG, J.; WANG, R. F.; ADLER, F. S.; POLICELLI, S.; HABIB, S.; IRWN, D.; KORME, T.; OKELLO, L. Evaluation of the real-time TRMM-based multi-satellite precipitation analysis for an operational flood prediction system in Nzoia Basin, Lake Victoria, Africa. *Natural Hazards* v.50, p.109-123, 2009.

- LI, X.; ZHANG, Q.; XU, C. Suitability of the TRMM satellite rainfalls in driving a distributed hydrological model for water balance computations in Xinjiang catchment, Poyang lake basin. *Journal of Hydrology*, v.426-427, p.28-38, 2012
- LIU, Y. B. Development and application of a GIS-based hydrological model for flood prediction and watershed management. Ph.D. Thesis (Vrije Universiteit Brussel) – Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Brussel, 315p., 2004.
- 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. *Simpósio sobre terraceamento agrícola*, Campinas, p.99-124, 1989.
- LONG, D.; GAO, Y.; SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. *Journal of Hydrology*, v.388, p.217-233, 2010.
- LUCAS, M. C.; GUANABARA, R. C.; WENDLAND, E. Estimativa da recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. *Boletín Geológico y Minero*, v.123, p.311-323, 2012.
- LUCAS, M. C.; OLIVEIRA, P. T. S.; MELO, D. C. D.; WENDLAND, E. Evaluation of remotely sensed data for estimating recharge over the Guarani Aquifer System outcrop zones. *Hydrogeology Journal*, v.23, p.961-969, 2015.
- MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM – Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, p.55-67, 2014.
- MAHMOUD, S. H. Investigation of rainfall-runoff modeling for Egypt by using remote sensing and GIS integration. *Catena*, v.120, p.111-121, 2014.
- MAHMOUD, S. H.; MOHAMMAD, F. S.; ALAZBA, A. A. Determination of potential runoff coefficient for Al-Baha Region, Saudi Arabia using GIS. *Arabian Journal of Geosciences*, v.7, p.2041-2057, 2014.
- MAIDMENT, D. R. Hydrology cycle. In: *Handbook of Hydrology*. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p., 1993.
- MANOEL FILHO, J. Ocorrência das Águas Subterrâneas. In: *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Org. por Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E. C.; Demetrio, J. G. A., CPRM: LABHID, Rio de Janeiro – RJ, p.53-75, 2008.
- MASHINGIA, F.; MTALO, F. BRUEN, M. Validation of remotely sensed rainfall over major climatic regions in Northeast Tanzania. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.67-69, p.55-63, 2014.
- MATEI, D. Runoff modeling using GIS: Application in torrential basins in the Apuseni Mountains. Ph.D. Thesis (Vrije Universiteit Brussel) – Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Brussel, 271 p., 2012.
- MAZIERO, T. A.; WENDLAND, E. Variabilidade espacial da recarga em área urbana. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.13, n.3, p.35-46, 2008.

- MEKONNEN, S. C. Assessment of catchment water balance using GIS and Remote Sensing: Roxo, Portugal. MSc. Thesis, ITC, The Netherlands, 109p.; 2005.
- MELESSE, A. M.; GRAHAM, W. D. Storm runoff prediction based on a spatially distributed travel time method utilizing remote sensing and GIS. *Journal of the American Water Resources Association*, p.863-879, 2004.
- MELO, D. C. D.; XAVIER, A. C.; BIANCHI, T.; OLIVEIRA, P. T. S.; SCANLON, B.; LUCAS, M. C.; WENDLAND, E. Performance and evaluation of rainfall estimates by TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis 3B42V6 and V7 over Brazil. *Journal of Geophysical Research*, v.120, p.9426-9436, 2015.
- MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F.; BERNARDO, S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET₀) na região Norte Fluminense, RJ. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.7, p.275-279, 2003.
- MINOR, T. B.; RUSSELL, C. E.; MIZELL, S. A. Development of a GIS-based model for extrapolating mesoscale groundwater recharge estimates using integrated geospatial data sets. *Hydrogeology Journal*, v.15, p.183-195, 2007.
- MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola*, v. 10, p.30-37, 2006.
- MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semiarid catchment to different land use and climate change scenarios: modeling study. *Hydrological Processes*, v.24, p.2705-2723, 2010.
- MONTEIRO, A. L. Avaliação do Potencial de pequenos aluviões com irrigação através de modelagem computacional. Dissertação (Mestrado em Ciências do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 88p., 2003.
- MONTEIRO, A. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Modelagem de Fluxo e Análise do Potencial Hídrico de Aquífero Aluvial no Semiárido de Pernambuco. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.19, p.151-163, 2014.
- MORSE, A.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; KRAMBER, W. J.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. Application of the SEBAL methodology for estimating evapotranspiration and consumptive use of water through remote sensing: Final Report, 220p., 2000.
- MOURA, G. S. S.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; NETO, A. R.; CIRILO, J. A. Avaliação da dinâmica do uso do solo em bacia hidrográfica do semiárido do Nordeste do Brasil. In: *Anais do 10º SILUSBA*, 2011.
- MOURA, A. R. C.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; AZEVEDO, J. R. G.; SILVA, B. B.; OLIVEIRA, L. M. M. Evapotranspiração de referência baseada em métodos empíricos em bacia experimental no estado de Pernambuco – Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.28, p.181-191, 2013.
- MU Q.; HEINSCH F. A.; ZHAO M; RUNNING S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, v.111, p.519-536, 2007.

- MU Q.; ZHAO M.; RUNNING S. W. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. *Remote Sensing of Environment*, v.115, p.1781-1800, 2011.
- MÜNCH, Z.; CONRAD, J. E.; GIBSON, L. A.; PALMER, A. R.; HUGHES, D. Satellite earth observation as a tool to conceptualize hydrogeological fluxes in the Sandveld, South Africa. *Hydrogeology Journal*, v.21, p.1053-1070, 2013.
- MUTUGA, K. J.; NYADAWA, M. O.; HOME, P. G. Use downscaled Tropical Rainfall Measuring Mission data for meteorological drought monitoring: case study of Narumoru Catchment. *International Journal of Advances in Engineering & Technology*, v.7, p.1375-1385, 2014.
- NAG, S. K.; GOSH, P. Delineation of groundwater potential zone in Chhatna Block, Bankura District, West Bengal, India using remote sensing and GIS techniques. *Environmental Earth Sciences*, v.70, p.2115-2127, 2013.
- NAGARAJAN, N.; POONGOTHAI, S. Spatial mapping of Runoff from a watershed using SCS-CN method with remote sensing and GIS. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.17, p.1268-1277, 2012.
- NAGARAJAN, M.; BASIL, G. Remote sensing-and GIS-based runoff modeling with the effect of land-use changes (a case study of Cochin corporation). *Natural Hazards*, v.73, p.2023-2039, 2014.
- NICÁCIO, R. M. Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 320p., 2008.
- NOU, E. A. V.; BEZERRA, L. M. M.; DANTAS, M. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folhas SC 24/25 Aracajú/Recife. *Levantamento Recursos Naturais*, v.30, p.377-443, 1983.
- NOVO, E. M. L. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. Edgar Blucher: São Paulo, 387p., 2010.
- OLIVEIRA, L. M. M. Avaliação da evapotranspiração de referência (ET_o) na bacia experimental do riacho Gameleira – PE, utilizando lisímetro de pesagem hidráulica e métodos indiretos. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 89p., 2007.
- OLIVEIRA, L. M. M. O.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; AZEVEDO, J. R. G.; SANTOS, F. X. Evapotranspiração de referência na bacia experimental do riacho Gameleira, PE, utilizando-se lisímetro de pesagem e métodos indiretos. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v.3, p.58-67, 2008.
- OLIVEIRA, L. M. M. O. Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na bacia do rio Tapacurá – PE. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 136p., 2012.
- ORDENS, C. M.; WERNER, A. D.; POST, V. E. A.; HUTSON, J. L.; SIMMONS, C. T.; IRVINE, B. M. Groundwater recharge to a sedimentary aquifer in the topographically closed Uley South Basin, South Australia. *Hydrogeology Journal*, v.20, p.61-72, 2012.

- PAUL, G.; GOWDA, P. H.; PRASAD, P. V. V.; HOWELL, T. A.; STAGGERNBORG, S. A.; NEALE, C. M. U. Lysimetric evaluation of SEBAL using high resolution airborne imagery from BEAREX08. *Advances in Water Resources*, v.59, p.157-168, 2013.
- PAUL, G.; GOWDA, P.; PRASAD, P. V. V.; HOWELL, T. A.; AIKEN, R. M.; NEALE, C. M. U. Investigating the influence of roughness length for heat transport (z_{oh}) on the performance of SEBAL in semi-arid irrigated and dryland agricultural systems. *Journal of Hydrology*, v.509, p.231-244, 2014.
- PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature. Profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, v. 9, p.857-861, 1970.
- PRASETIA, R.; AS-SYAKUR, A. R.; OSAWA, T. Validation of TRMM precipitation radar satellite data over Indonesian region. *Theoretical Applied Climatology*, v.112, p.575-587, 2013.
- QUIROZ, R.; YARLEQUE, C.; POSADAS, A.; MARES, V.; IMMERZEEL, W. W. Improving daily rainfall estimation from NDVI using a wavelet transform. *Environmental Modeling and Software*, v.26, p.201-209, 2011.
- RABELO, J. L. Estudo da recarga do Aquífero Guarani no sistema Jacaré-Tietê. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 200p., 2006.
- RABELO, J. L.; WENDLAND, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. *Hydrogeology Journal*, v.17, p.1733-1748, 2009.
- RAHMAN, A. A. GIS based DRASTIC model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Aligarh, India. *Applied Geography*, v.48, p.88-102, 2008.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement. In: *Handbook of Hydrology*. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p., 1993.
- REISTETTER, J. A.; RUSSELL, M. High-resolution land cover datasets, composite curve numbers, and storm water retention in the Tampa Bay, FL region. *Applied Geography*, v.31, p.740-747, 2011.
- RESHMIDEVI, T. V.; JANA, R.; ELDHO, T. I. Geospatial estimation of soil moisture in rain-fed paddy fields using SCS-CN-based model. *Agricultural Water Management*, v. 95, p.447-457, 2008.
- RUHOFF, A. L. Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 162p., 2011.
- RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGÃO, L. E. O. C.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. S. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in brazilian Tropical Savannas. *Remote Sensing*, v.4, p.703-725, 2012.
- RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q.; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R.; RUNNING, S. W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modeling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, v.58, p.1658-1976, 2013.

RWASOKA, D. T.; GUMINDOGA, W.; GWENZI, J. Estimation of factual evapotranspiration using the Surface Energy Balance System (SEBS) algorithm in the Upper Manyame catchment in Zimbabwe. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.36, p.736-746, 2011.

SANFORD, W. Recharge and groundwater: an overview. *Hydrogeology Journal*, v.10, p.110-120, 2002.

SANTOS, F. X.; RODRIGUES, J. J. V.; MONTENEGRO, A. A. A.; MOURA, R. F. Desempenho de lisímetro de pesagem hidráulica de baixo custo no semi-árido nordestino. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v.28, p.115-124, 2008.

SANTOS, A. S. P. Análise do desempenho dos campos de chuva estimados pelo satélite TRMM na Paraíba para fins de modelagem hidrológica distribuída. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 149p., 2014.

SARTORI, A.; 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. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.10, p.5-18, 2005.

SARTORI, A. Desenvolvimento de critérios para classificação hidrológica do solos e determinação de valores de referência para o parâmetro CN. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 235p., 2010.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, v.10, p.18-39, 2002.

SCANLON, B. R.; KEESE, K. E.; FLINT, A. L.; FLINT, L. E.; GAYE, C. B.; EDMUNDS, M.; SIMMERS, I. Global syntheses of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, v.20, p.3335-3370, 2006.

SCHÄFER, A. G. Um banco de dados espaço-temporal para o monitoramento e modelagem do escoamento superficial em bacias hidrográficas no contexto do planejamento urbano. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Centro Tecnológico, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 229p., 2012.

SCS – Soil Conservation Service. *National Engineering Handbook: Section 4, Hydrology*. 1972.

SECTMA – SECRETARIA DE CIÊNCIA, TECNOLOGIA E MEIO AMBIENTE. *Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco*. Recife, PE: v.1-3, 849p., 1998.

SEMIRE, F. A.; MOHD-MOKHTAR, R.; ISMAIL, W.; MOHAMAD, N.; MANDEEP, J. S. Ground validation of space-borne satellite rainfall products in Malaysia. *Advances in Space Research*, v.50, p.1241-1249, 2012.

SENAY, G. B.; BUDDE, M. E.; VERDIN, J. P.; ROWLAND, J. Estimating actual evapotranspiration from irrigated fields using simplified surface energy balance approach. In: *Remote sensing of global croplands for food security*. CRC Press, p.317-330, 2009.

- SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. In: Handbook of Hydrology. Org. por Maidment, D. R. McGraw-Hill: New York, 1424p., 1993.
- SIBANDA, T.; NONNER, J. C.; UHLENBROOK, S. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, v.17, p.1427-1441, 2009.
- SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.14, p.174-186, 2006.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. *Revista Caatinga*, v.24, p.145-152, 2011.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.47, p.1218-1226, 2012.
- SILVA, B. B.; WILCOX, B. P.; SILVA, V. P. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M. Changes to the energy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo State, Brazil. *Ecohydrology*, v.8, p.1272-1283, 2015.
- SILVA, G. B. S.; FORMAGGIO, A. R.; SHIMABUKURO, Y. E.; ADAMI, M.; SANO, E. E. Discriminação da cobertura vegetal do Cerrado matogrossense por meio de imagens MODIS. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.45, p.186-194, 2010.
- SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTEIRO, A. L. N.; SILVA JUNIOR, V. P. Modelagem da dinâmica de umidade de solo em diferentes condições de cobertura no semiárido de pernambucano. *Agrária*, v.10, p.293-303, 2015.
- SINGH, R. K.; IRMAK, A.; IRMAK, S.; MARTIN, D. L. Application of SEBAL model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in South-Central Nebraska. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.134, p.273-285, 2008.
- SINGH, A.; PANDA, S. N.; KUMAR, K. S.; SHARMA, C. S. Artificial groundwater recharge zones mapping using remote sensing and GIS: A case study in Indian Punjab. *Environmental Management*, v.52, p.61-71, 2013.
- SOUZA, J. D.; SILVA, B. B.; CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando modelo estocástico: caso sem nuvens. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.26, p.31-44, 2008.
- SRIWONGSITANON, N.; TAESOMBAT, W. Effects of land cover on runoff coefficient. *Journal of Hydrology*, v.410, p.226-238, 2011.
- STRAHLER, A.; MUCHONEY, D.; BORAK, J.; FRIEDL, M.; GOPAL, S.; LAMBIN, E.; MOODY, A. MODIS land cover and land-cover change products algorithm theoretical basis document (ATBD). Version 5.0, Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston University, 72 p., 1999.
- SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.6, p.85-99, 2002.

- SUMNER, D. M.; WU, Q.; PATHAK, C. S. Variability of albedo and utility of the MODIS Albedo Product in forested wetlands. *Wetlands*, v. 31, p.229-237, 2011.
- SUN, Z.; GEBREMICHAEL, M.; WANG, Q.; WANG, J. SAMMIS, T. W.; NICKLESS, A. Evaluation of clear-sky incoming radiation estimating equations tropically used in remote sensing evapotranspiration algorithms. *Remote Sensing*, v.5, p.4735-4752, 2013.
- SZILAGYI, J.; ZLOTNIK, V. A.; GATES, J. B.; JOZSA, J. Mapping mean annual groundwater recharge in the Nebraska Sand Hills, USA. *Hydrogeology Journal*, v.19, p.1503-1513, 2011.
- SZILAGYI, J.; KOVACS, A.; JOZSA, J. Remote-sensing based groundwater recharge estimates in the Danube-Tisza sand plateau region of Hungary. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, v.60, p.64-72, 2012.
- TANG, B.; LI, Z. L. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.3482-3492, 2008.
- TANG, R.; LI, Z.; CHEN, K.; JIA, Y.; LI, C.; SUN, X. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration using remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.174-175, p.28-42, 2013.
- TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrigation Drainage System*, v.19, p.355-376, 2005.
- TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.13, p.51-63, 2008.
- TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part A: Calibration and validation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.477-490, 2009a.
- TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part B: Application to the regional scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.477-490, 2009b.
- TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. *Remote Sensing*, v.2, p.1287-1319, 2010.
- TEIXEIRA, A. H. de C. Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agro-meteorological stations. In: NEALE, C. M. U.; COSH, M. H. (Org.). *Remote Sensing and Hydrology*, v.352, p.154-157, 2012a.
- TEIXEIRA, A. H. de C. Determination of surface resistance to evapotranspiration by remote sensing parameters in the semi-arid region of Brazil for land-use change analyses. In: NEALE, C. M. U.; COSH, M. H. (Org.). *Remote Sensing and Hydrology*, v.352, p.167-170, 2012b.
- TILAHUN, K.; MERKEL, B. J. Estimation of groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model in Dire Dawa, Ethiopia. *Hydrogeology Journal*, v.17, p.1443-1457, 2009.

- TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, v.108, p.369-384, 2007.
- TODD, D. K.; MAYS, L. W. *Groundwater Hydrology*. John Wiley & Sons, Inc., 636p., 2005.
- TONG, K.; SU, F.; YANG, D.; HAO, Z. Evaluation of satellite precipitation retrievals and their potential utilities in hydrologic modeling over the Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, v.519, p.423-437, 2014.
- TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and Landsat Imagery with the METRIC Model. *Remote Sensing*, v.5, p.5397-5423, 2013.
- TUCCI, C. E. M. *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Editora da UFRGS: ABRH: EDUSP, 1993.
- TWEED, S. O.; LEBLANC, M. WEBB, J. A. LUBEZYNSKI, M. W. Remote sensing and GIS for mapping groundwater recharge and discharge areas in salinity prone catchments, southeastern Australia. *Hydrogeology Journal*, v.15, p.75-96, 2007.
- TWEED, S.; LEBLANC, M.; CARTWRIGHT, I.; FAVREAU, G.; LEDUC, C. Arid zone groundwater recharge and salinisation processes: an example from the Lake Eyre Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, v.408, p.257-275, 2011.
- TYAGI, J. V.; MISHRA, S. K.; SINGH, R.; SINGH, V. P. SCS-CN based time-distributed sediment yield model. *Journal of Hydrology*, v.352, p.388-403, 2008.
- USDA – United States Department of Agriculture. *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Release 55, 164p., 1986.
- USDA – United States Department of Agriculture. *Land use and treatment classes*. 11p., 2002.
- USDA – United States Department of Agriculture. *Hydrologic soil-cover complexes*. 20p., 2004.
- VALERIANO, M. M. *Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul*. INPE: São José dos Campos, 72p., 2004.
- VELOSO, G. A. *Análise espaço temporal dos componentes do balanço de radiação, energia e evapotranspiração, usando técnicas de sensoriamento remoto em áreas irrigadas do projeto Jaíba/MG*. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 136p., 2014.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. *Hidrologia Aplicada*. MacGraw-Hill: São Paulo, 245p., 1975.
- VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, v.10, p.5-17, 2002.
- WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.745-754, 2009.

- WANG, Y.; LI, X.; TANG, S. Validation of the SEBS-derived sensible heat for FY3A/VIRR and TERRA/MODIS over an alpine grass region using LAS measurements. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v.23, p.226-233, 2013.
- WEBB, E. K. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.96, p.67-90, 1970.
- WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L. H. Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. *Journal of Hydrology*, v.342, p.261-269, 2007.
- WENG, Q. Remote sensing and GIS integration: Theories, methods and applications. McGraw-Hill: New York, 433p., 2010.
- XIAO, B.; WANG, Q.; FAN, J.; HAN, F.; DAI, Q. Application of the SCS-CN model to runoff estimation in a small watershed with high spatial heterogeneity. *Pedosphere*, v.6, p.738-749, 2011.
- XU, Y.; YANG, Z. L. A method to study the impact of climate change on variability of river flow: an example from the Guadalupe River in Texas. *Climate Change*, v.113, p.965-979, 2012.
- YANG, X.; REN, L.; JIAO, D.; YONG, B.; JIANG, S.; SONG, S. Estimation of daily actual evapotranspiration from ETM+ and MODIS data of the headwaters of the West Liaohe basin in the semiarid regions of China. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.18, p.1530-1538, 2013.
- YONG, B.; REN, L.; HONG, Y.; WANG, J.; GOURLEY, J. J.; JIANG, S.; CHEN, X. WANG, W. Hydrologic evaluation of Multisatellite Precipitation Analysis standard precipitation products in basins beyond its inclined latitude band: A case study in Laohahe basin, China. *Water Resources Research*, v.46, p.1-20, 2010.
- YUE, W.; XU, J.; TAN, W.; XU, L. The relationship between land surface temperature and NDVI with remote sensing: application to Shanghai Landsat 7 ETM+ data. *International Journal of Remote Sensing*, v.28, p.3205-3226, 2007.
- ZENG, L.; SONG, K.; ZHANG, B.; LI, L.; WANG, Z. Evapotranspiration estimation using moderate resolution imaging spectroradiometer products through a surface energy balance algorithm for land model in Songnen Plain, China. *Journal of Applied Remote Sensing*, v.5, 2011.
- ZENG, H.; LI, L.; HU, J.; LIANG, L.; LI, J.; LI, B.; ZHANG, K. Accuracy validation of TRMM multisatellite precipitation analysis daily precipitation products in the Lancang River Basin of China. *Theoretical Applied Climatology*, v.112, p.389-401, 2013.
- ZHANG, S.; PAN, B. An urban storm-inundation simulation method based on GIS. *Journal of Hydrology*, v.517, p.260-268, 2014.
- ZHOU, Y. Sampling frequency for monitoring the actual state of groundwater systems. *Journal of Hydrology*, v.180, p.301-318, 1996.
- ZILLMAN, J. W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. *Meteorological Study*, n.26, Bur. Ff Meteorology Canberra, Australia Dept. of the Inter, 1972.

APÊNDICE A
MODELOS DESENVOLVIDOS NA FERRAMENTA MODEL MAKER DO ERDAS
IMAGINE

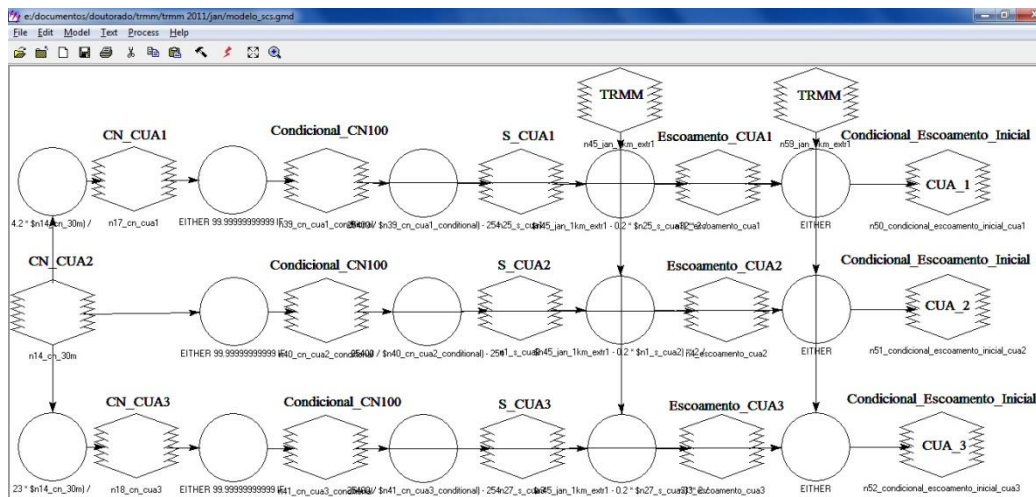


Figura 80 – Modelo desenvolvido para os cálculos do escoamento superficial pelo método SCS, com as capacidades de retenção de cada CN inseridas como condicional na última etapa do processamento

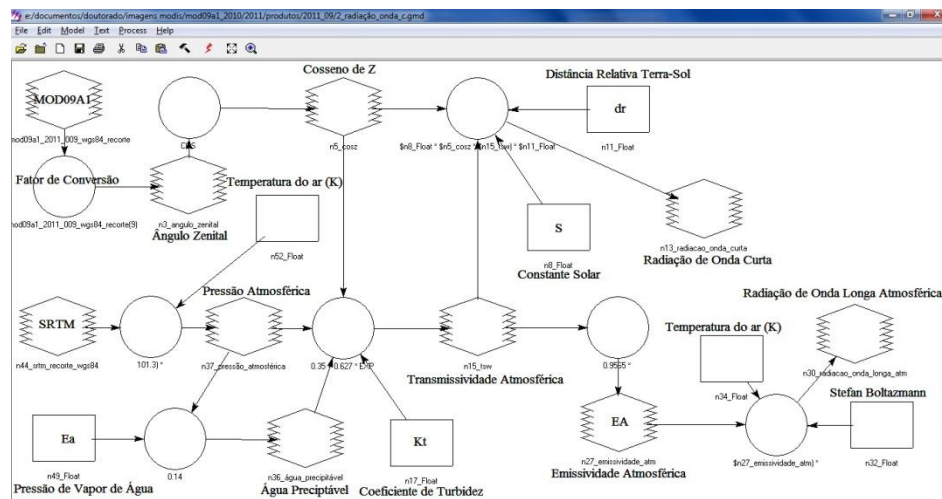


Figura 81 – Modelo desenvolvido para os cálculos das radiações de ondas curta e longa atmosférica, componentes utilizados no saldo de radiação do algoritmo SEBAL

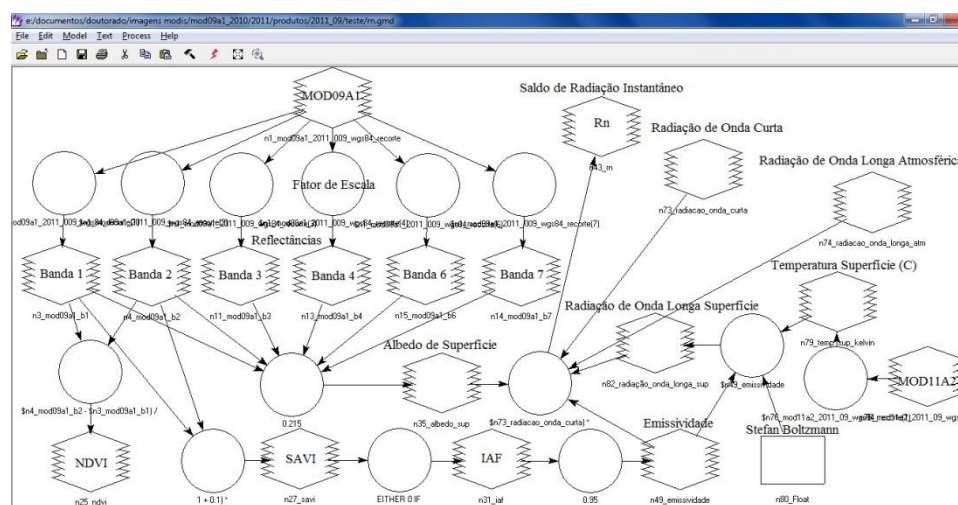


Figura 82 – Modelo desenvolvido para o cálculo do saldo de radiação do algoritmo SEBAL, com a inserção das imagens das radiações de ondas curta e longa obtidas no modelo anterior

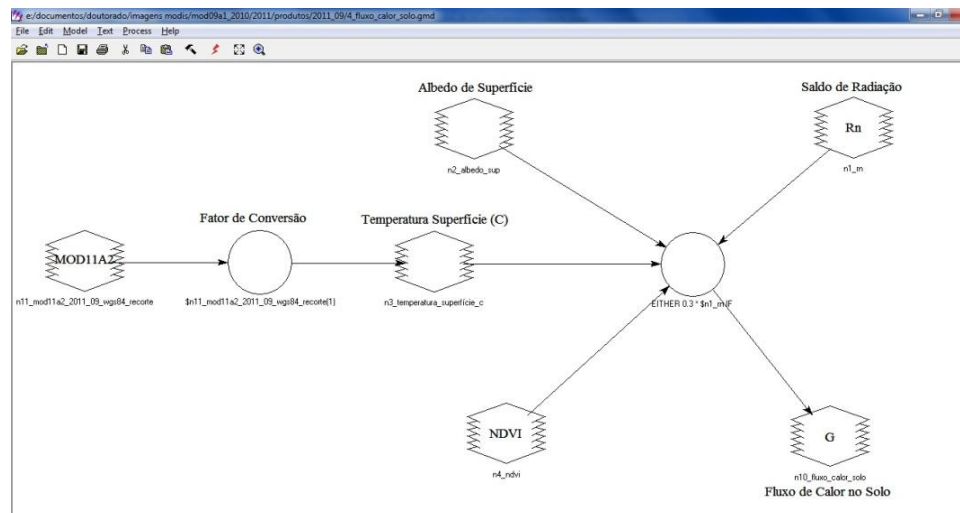


Figura 83 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor no solo do algoritmo SEBAL

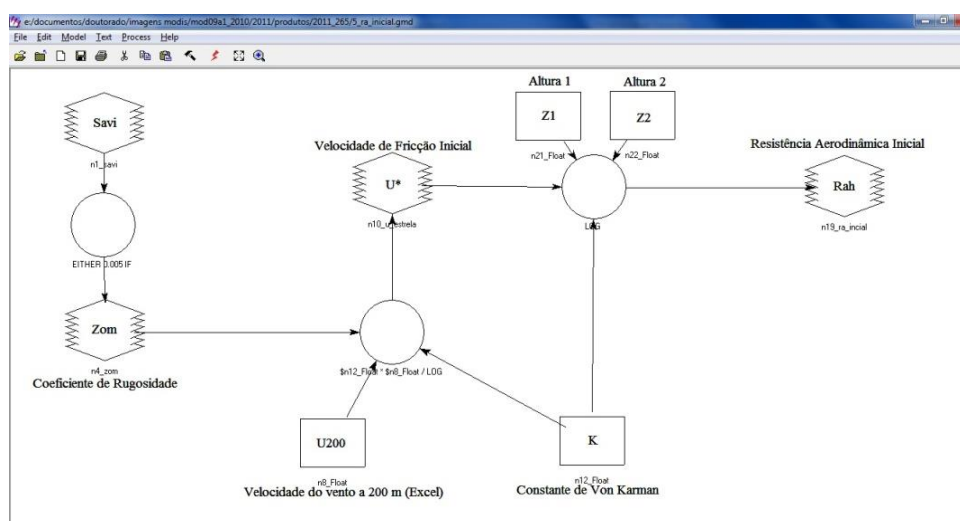


Figura 84 – Modelo desenvolvido para o cálculo da resistência aerodinâmica inicial, utilizada para a obtenção do fluxo de calor sensível do algoritmo SEBAL.

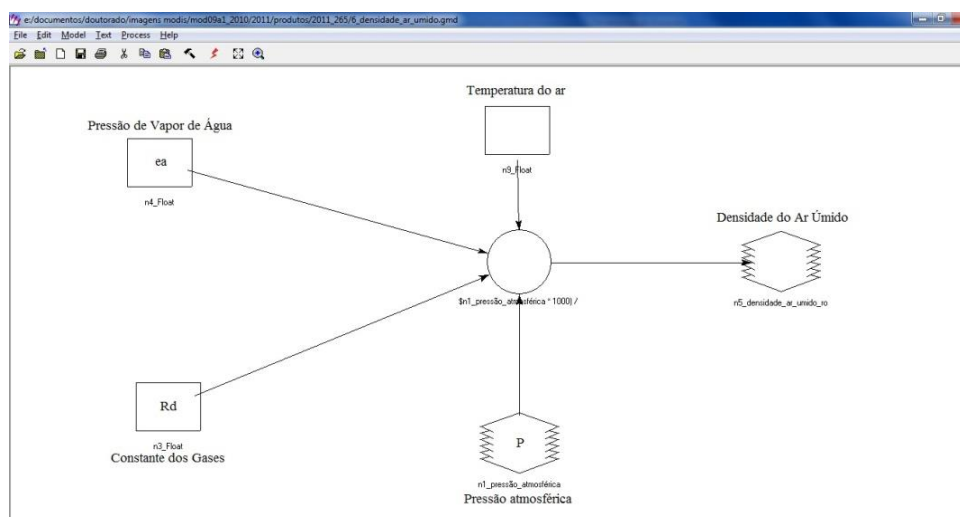


Figura 85 – Modelo desenvolvido para o cálculo da densidade do ar úmido, variável necessária para a obtenção do fluxo de calor sensível do algoritmo SEBAL

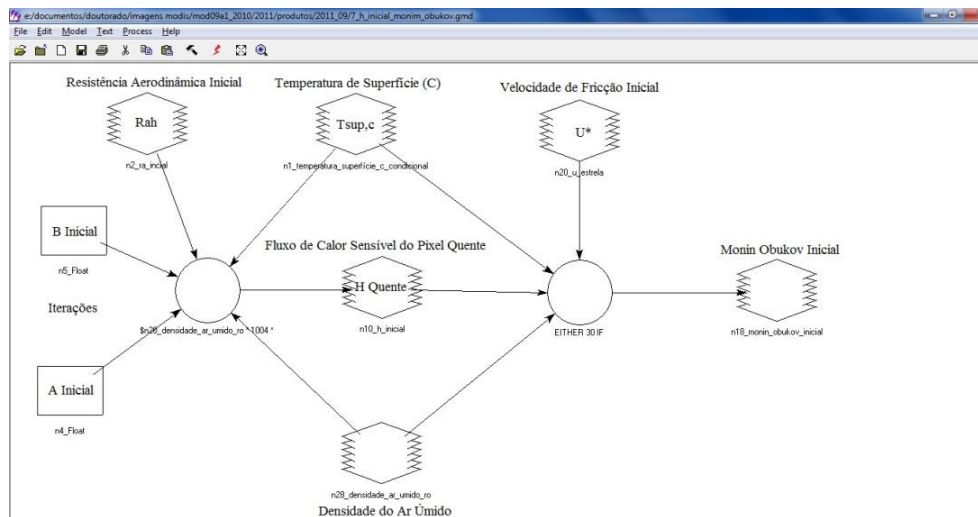


Figura 86 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor sensível e comprimento de *Monin-Obukhov* iniciais antes do processo iterativo, como valores iniciais de A e B da planilha de iteração

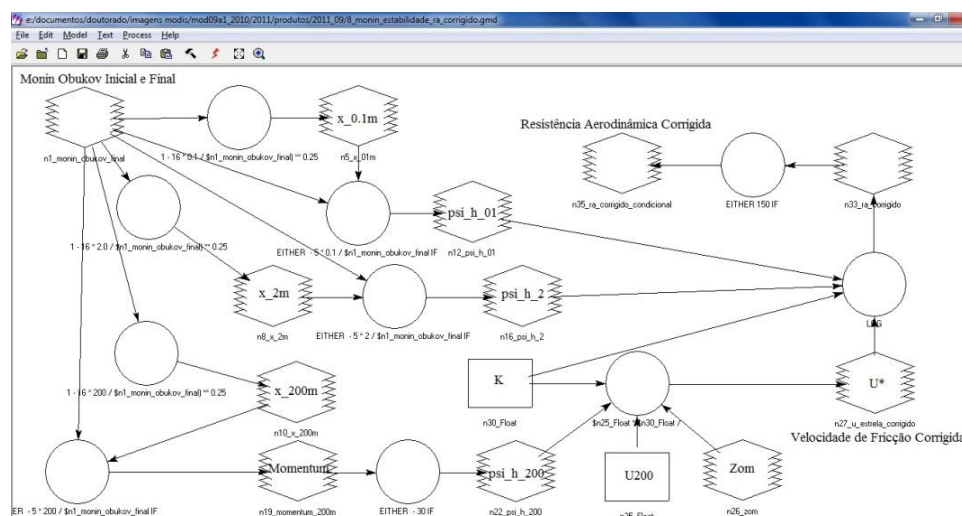


Figura 87 – Modelo desenvolvido para as correções da resistência aerodinâmica e da velocidade de fricção, a partir das formulações de Paulson (1970) e Webb (1970) para as correções de estabilidade da atmosfera

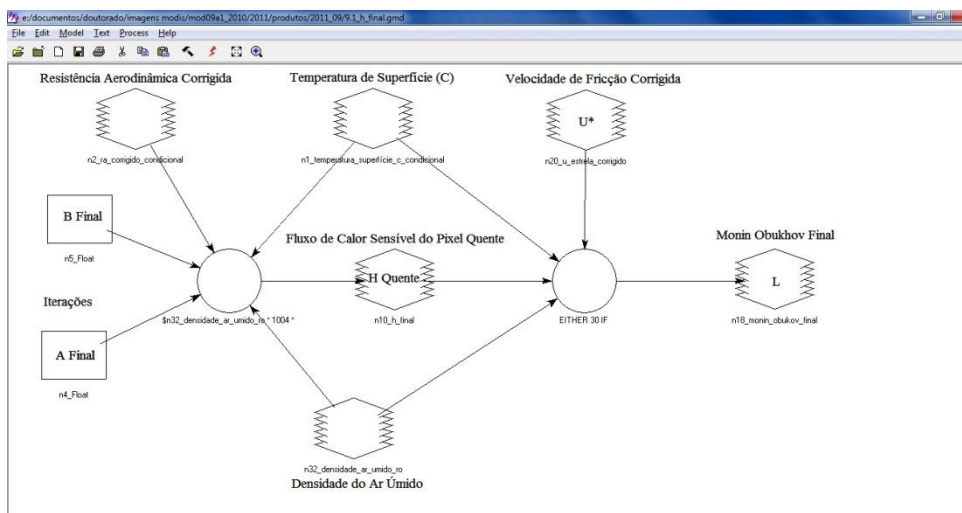


Figura 88 – Modelo desenvolvido para o cálculo do fluxo de calor sensível e comprimento de *Monin-Obukhov* finais, após o processo iterativo com valores finais de A e B da planilha de iteração

APÊNDICE B
MAPAS MENSAIS DO BALANÇO HÍDRICO

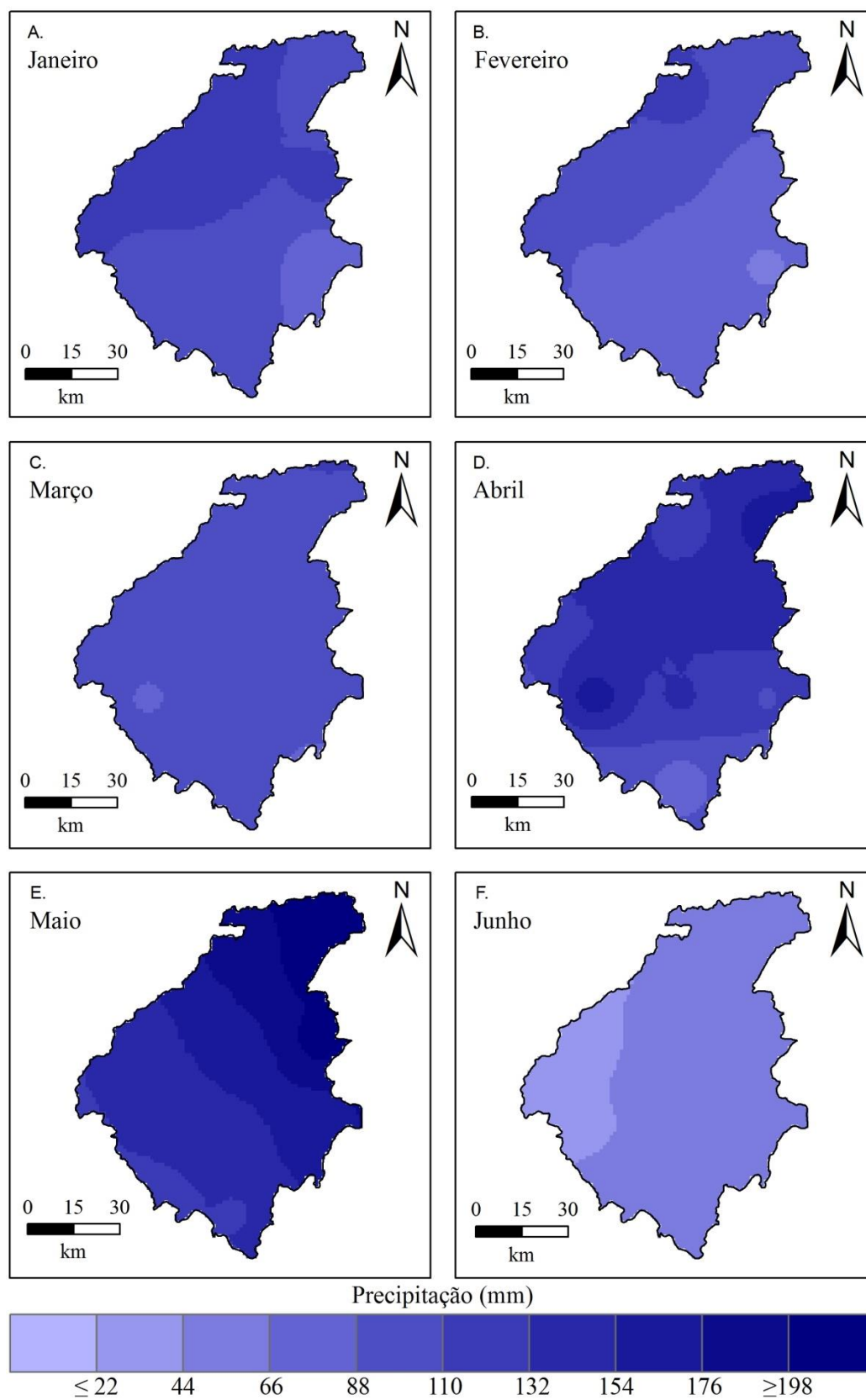


Figura 92 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre janeiro (A) e junho (F) de 2011

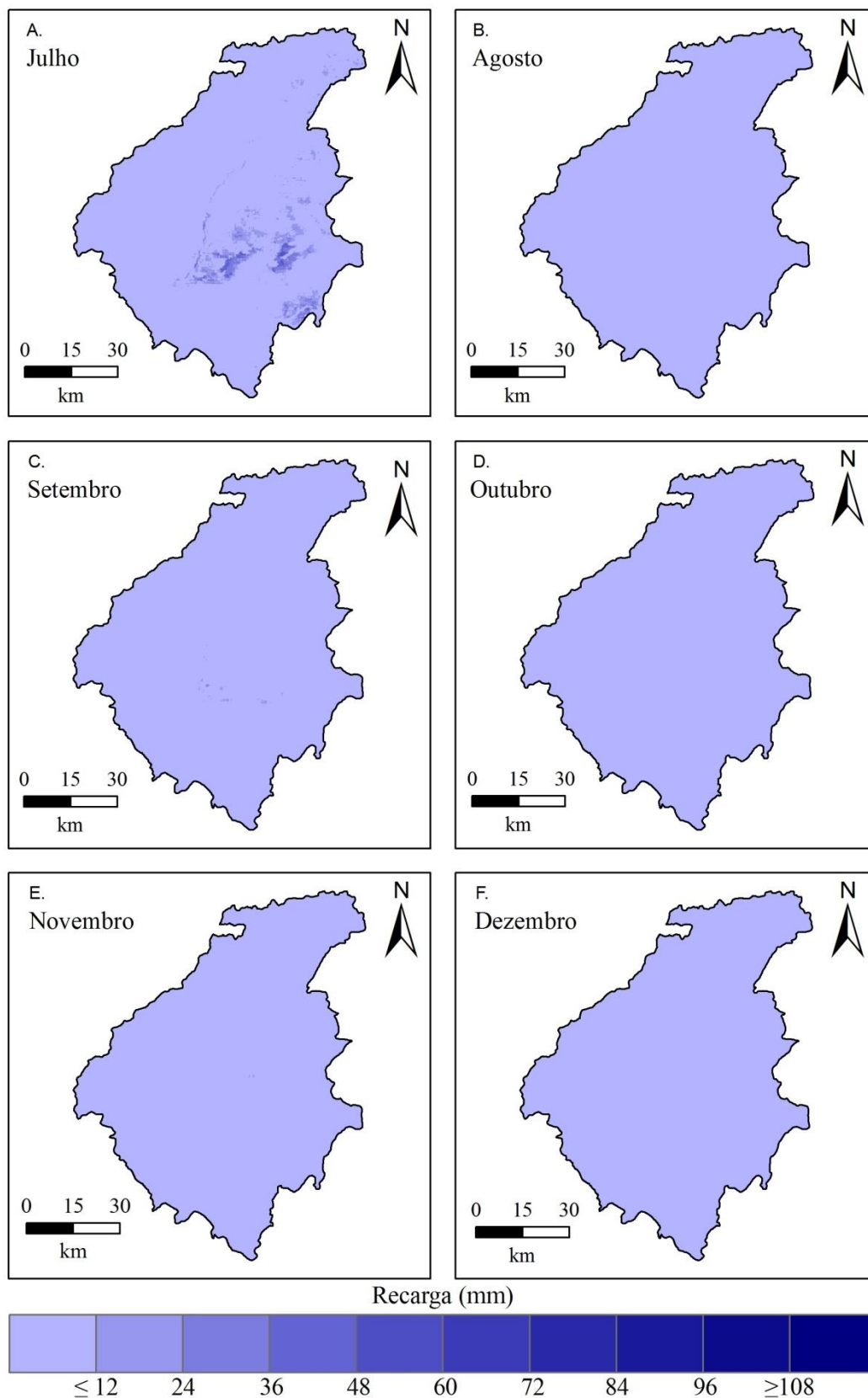


Figura 93 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre julho (A) e dezembro (F) de 2011

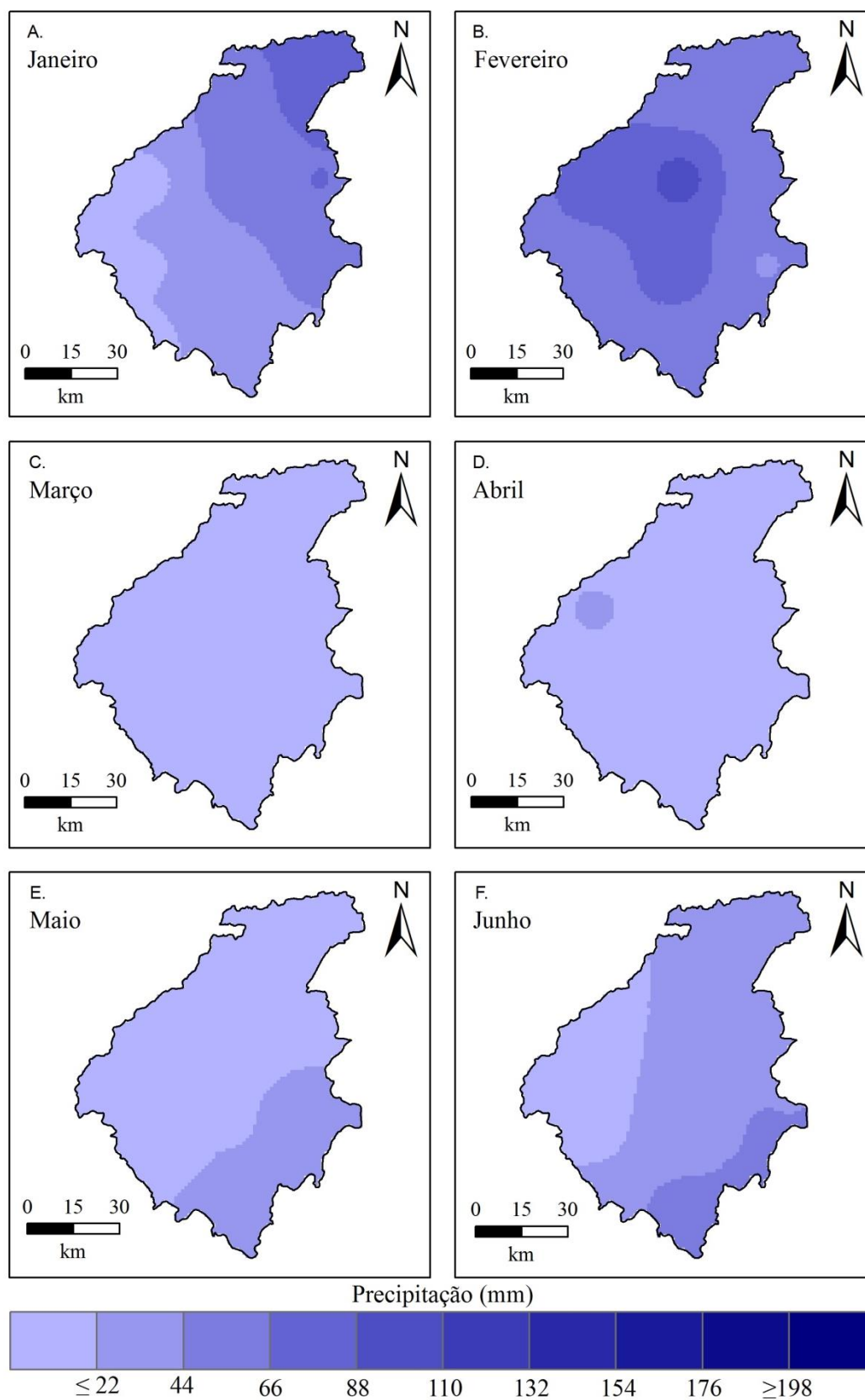


Figura 94 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre janeiro (A) e junho (F) de 2012

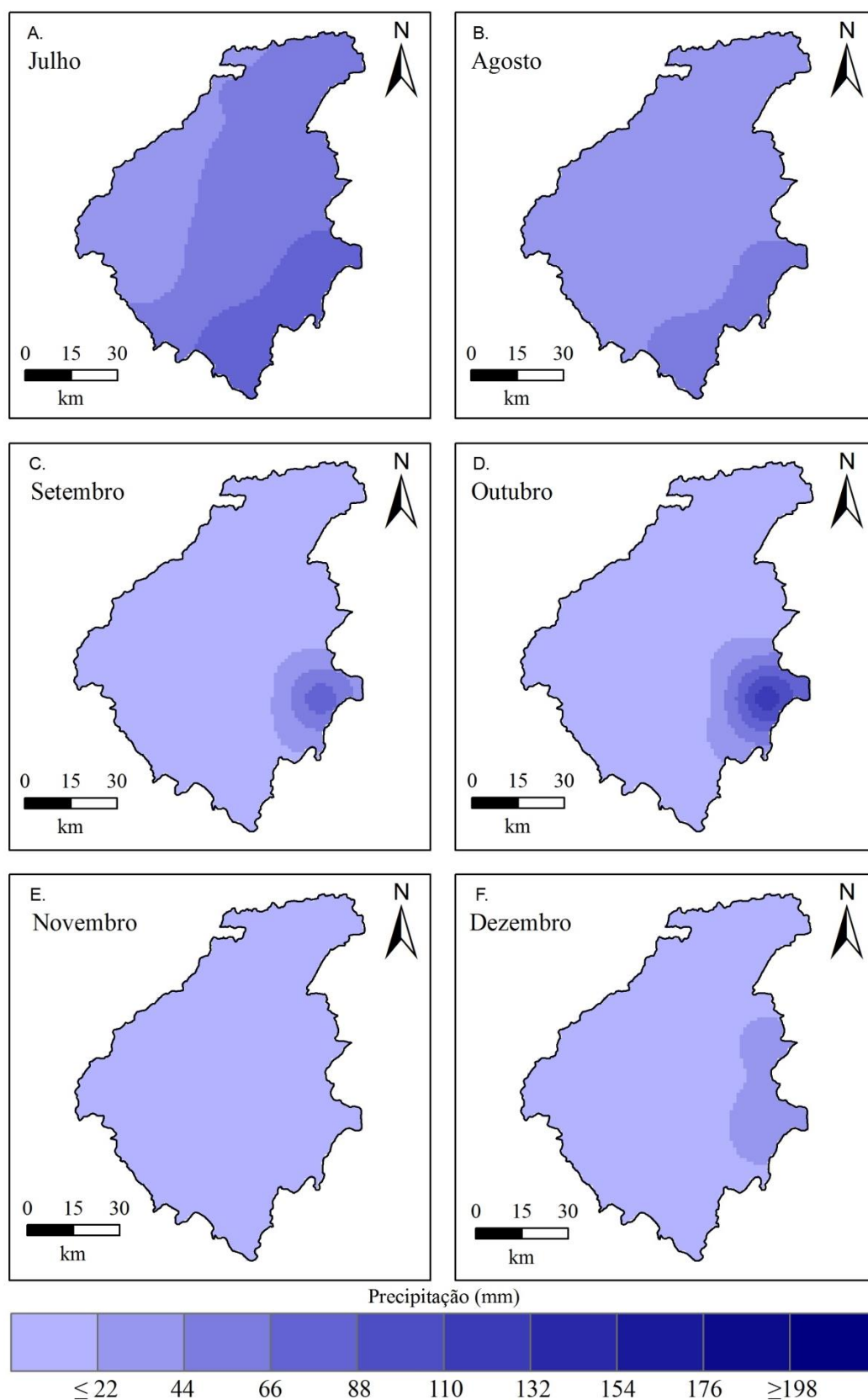


Figura 95 – Distribuição mensal da precipitação na BHRI pelo TRMM entre julho (A) e dezembro (F) de 2012

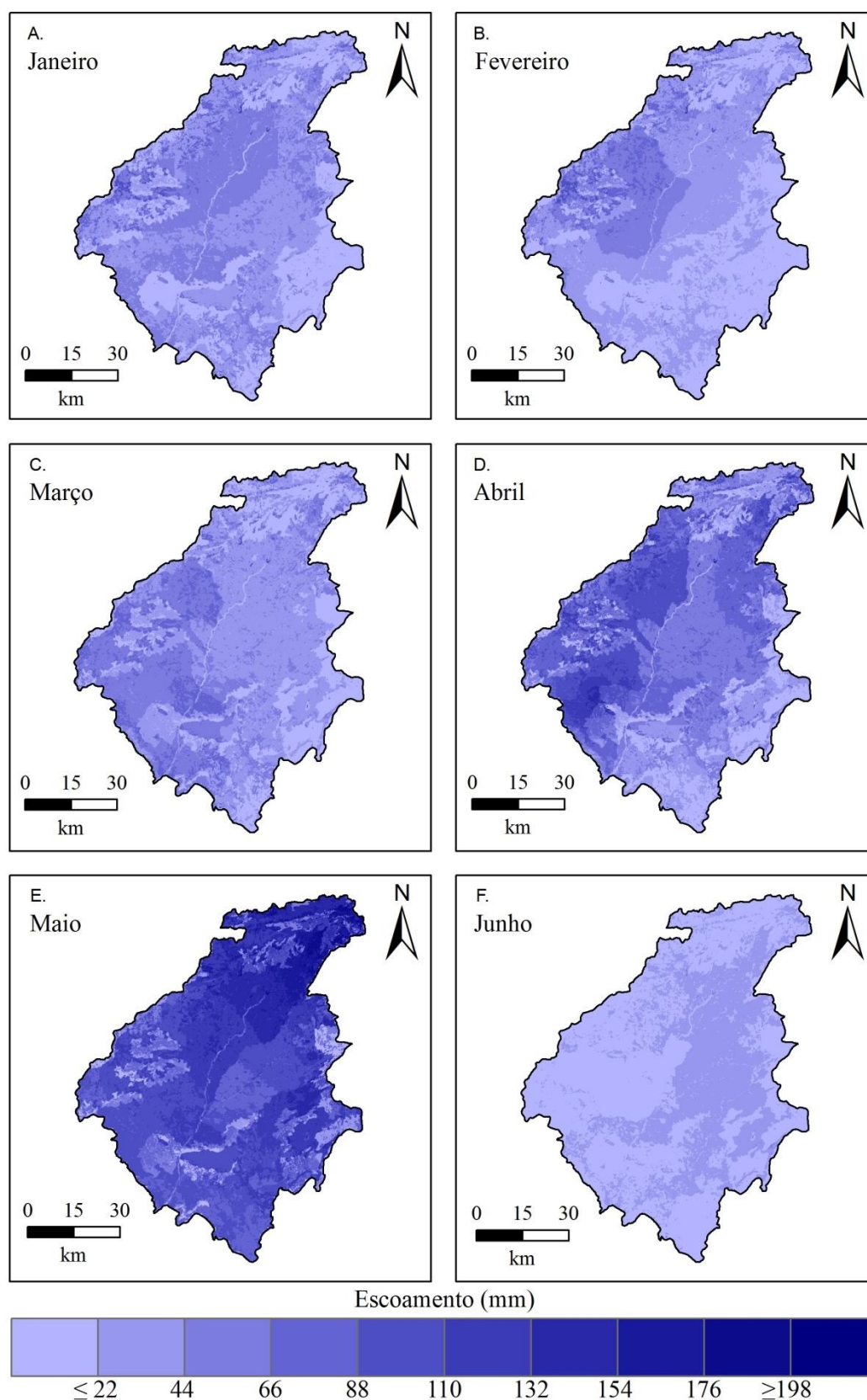


Figura 96 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre janeiro (A) e junho (F) de 2011

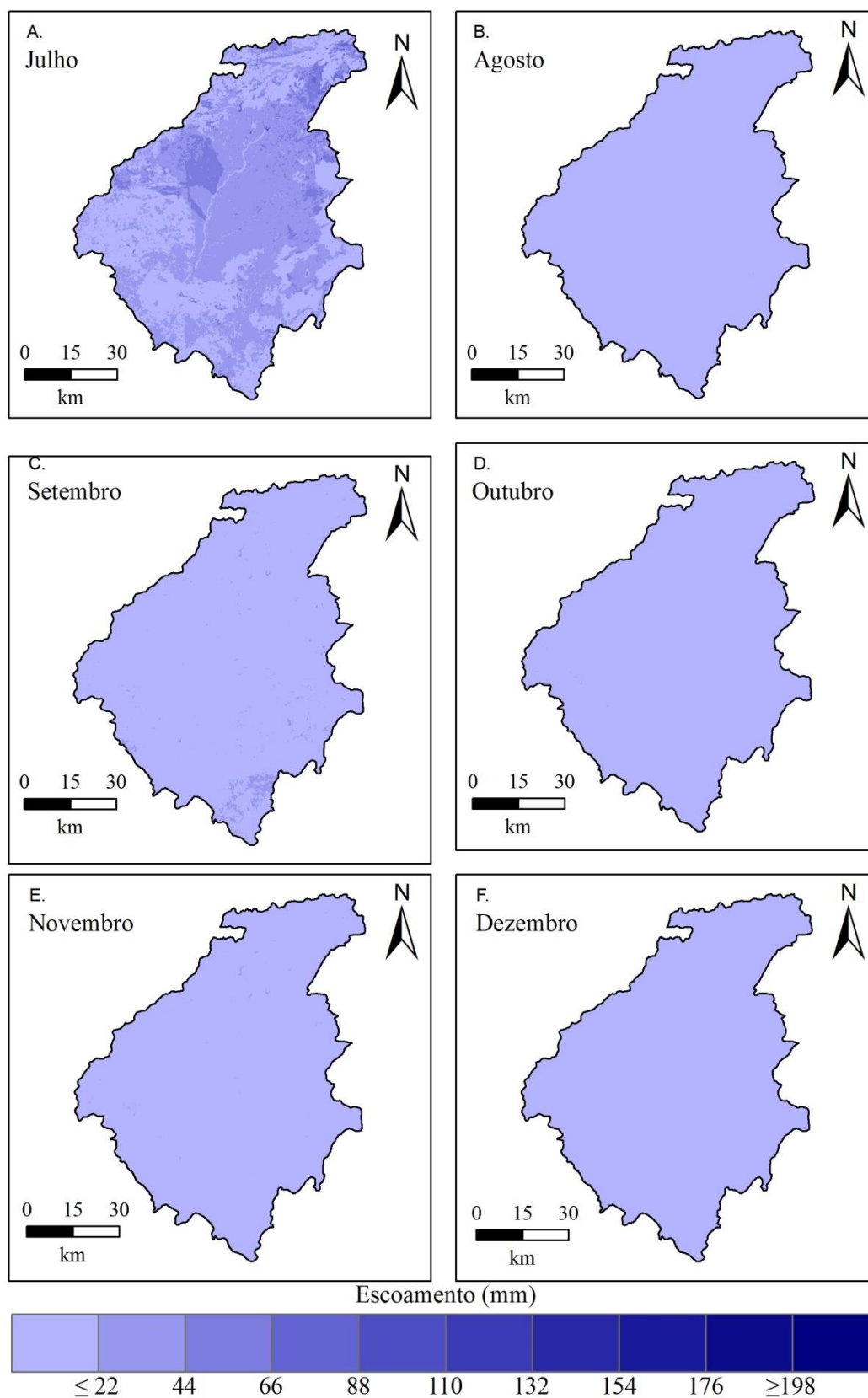


Figura 97 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre julho (A) e dezembro (F) de 2011

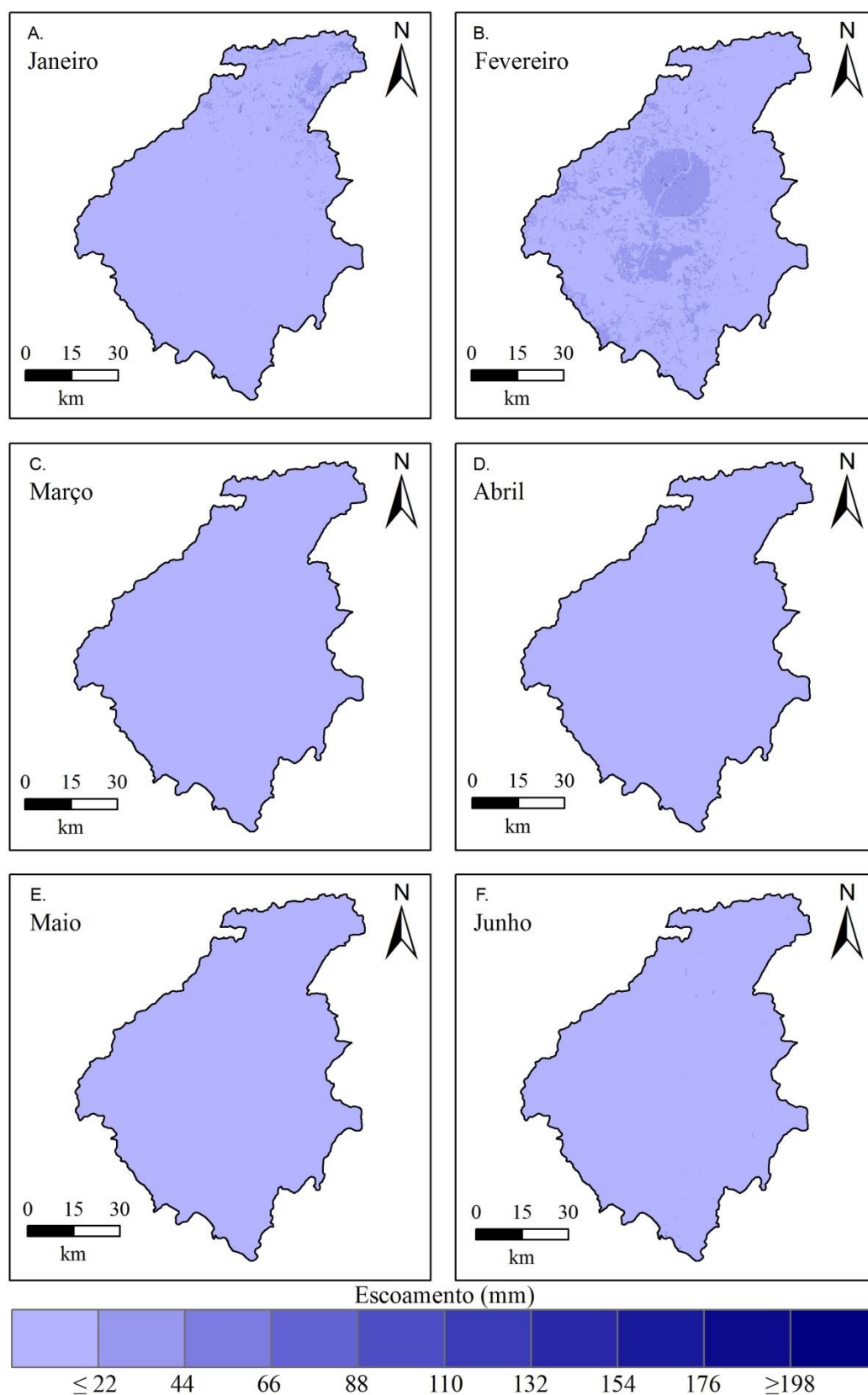


Figura 98 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre janeiro (A) e junho (F) de 2012

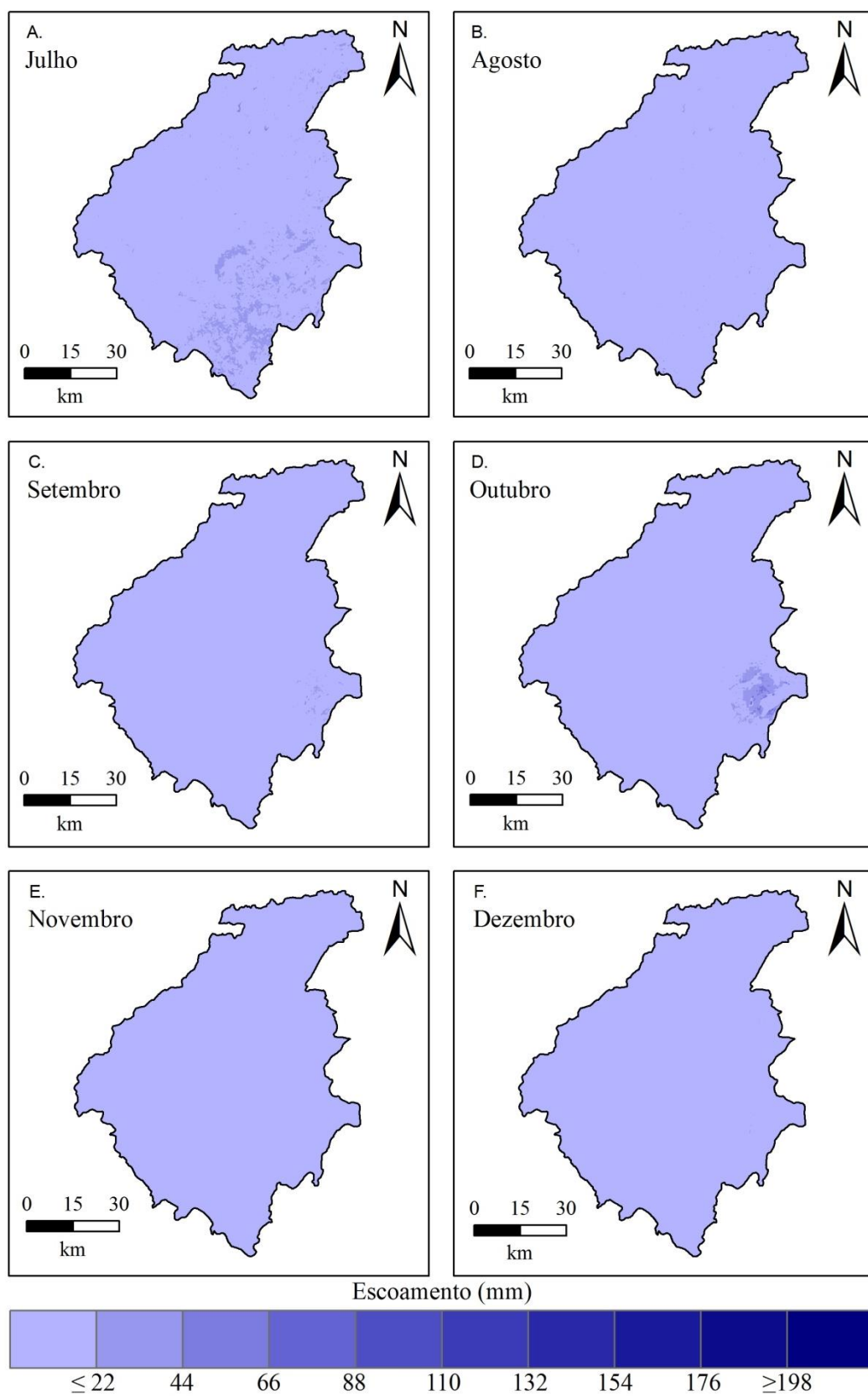


Figura 99 – Distribuição mensal do escoamento superficial na BHRI pelo método SCS-CN entre julho (A) e dezembro (F) de 2012

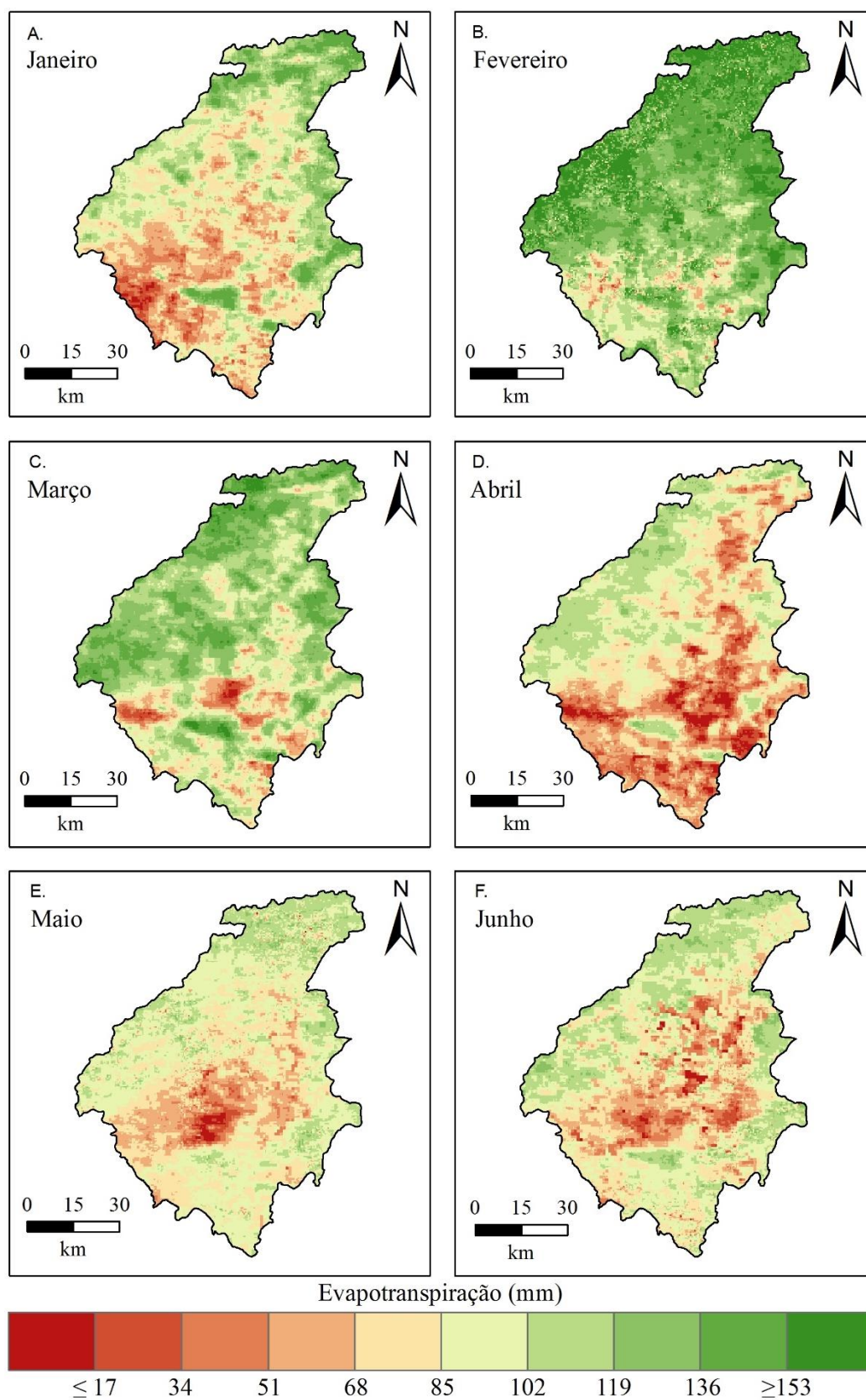


Figura 100 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre janeiro (A) e junho (F) de 2011

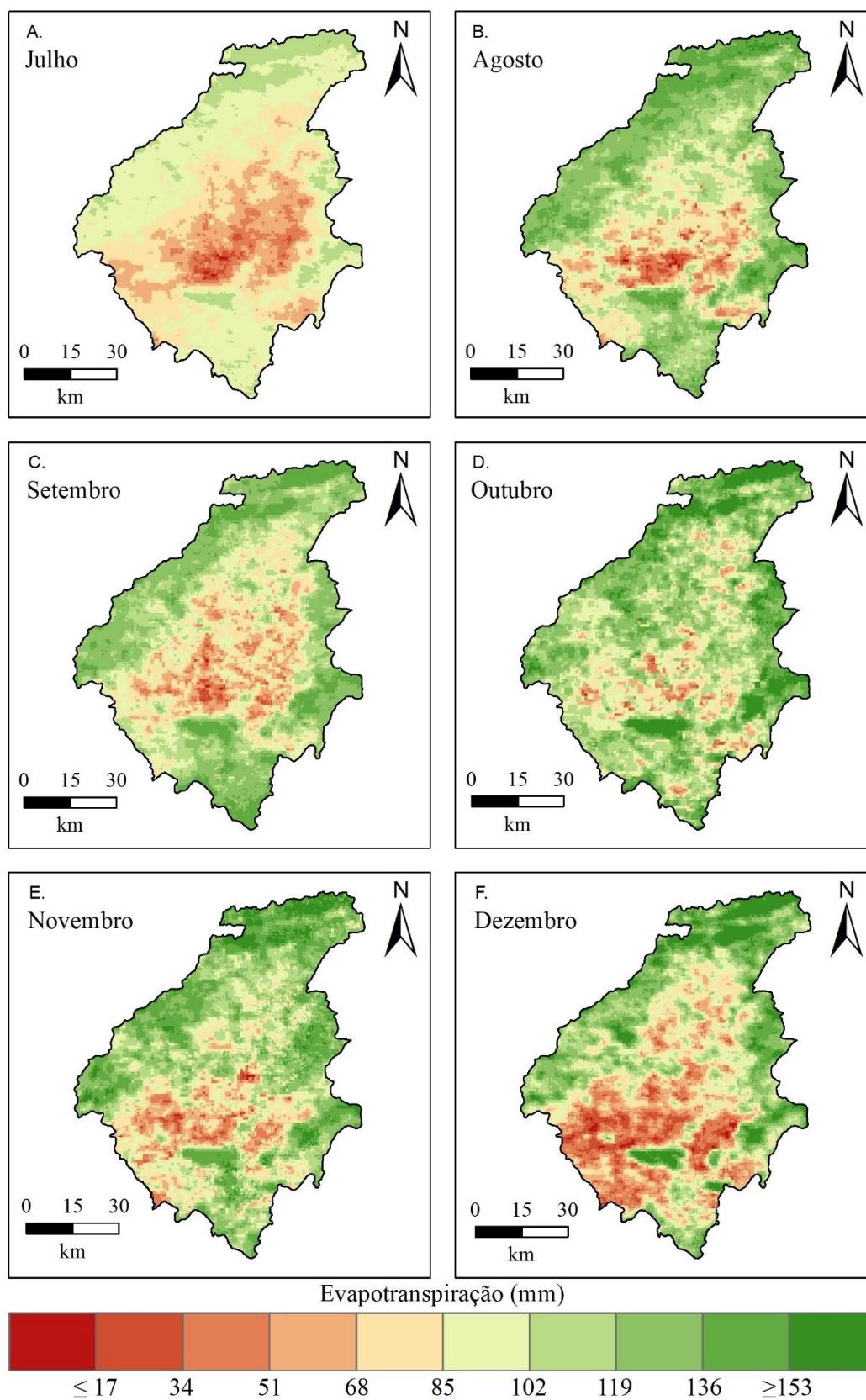


Figura 101 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre julho (A) e dezembro (F) de 2011

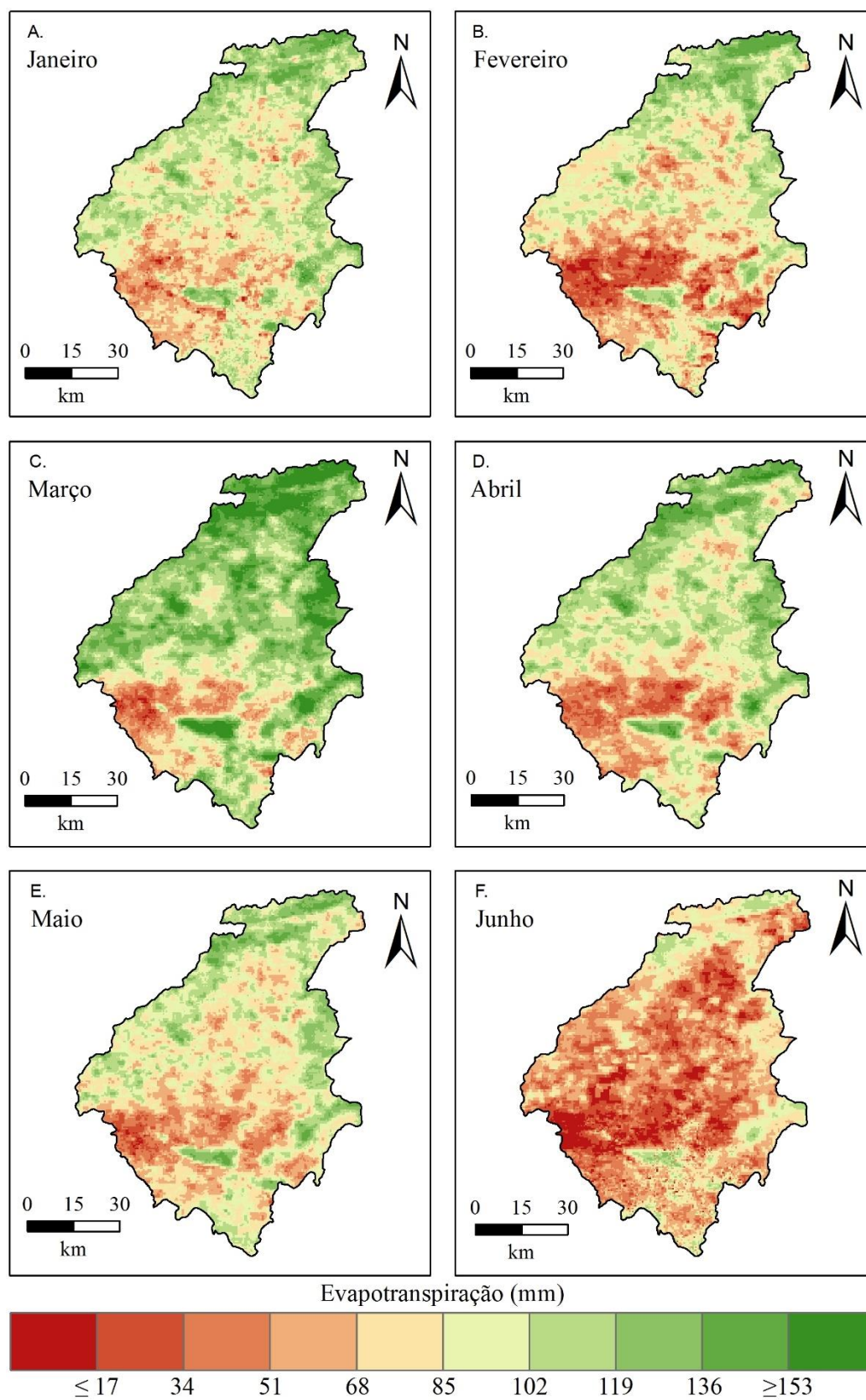


Figura 102 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre janeiro (A) e junho (F) de 2012

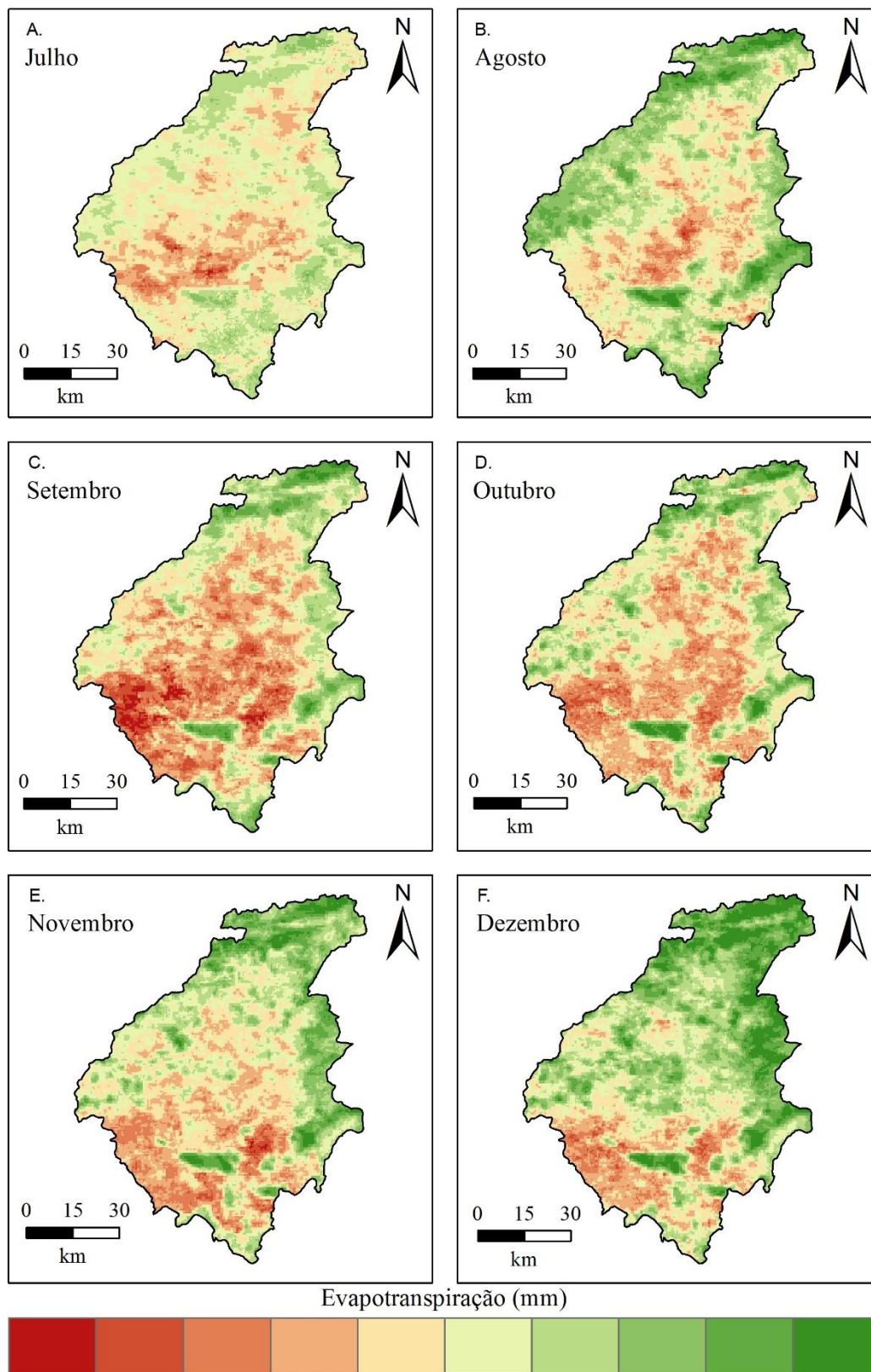


Figura 103 – Distribuição mensal da evapotranspiração na BHRI pelo algoritmo SEBAL entre julho (A) e dezembro (F) de 2012

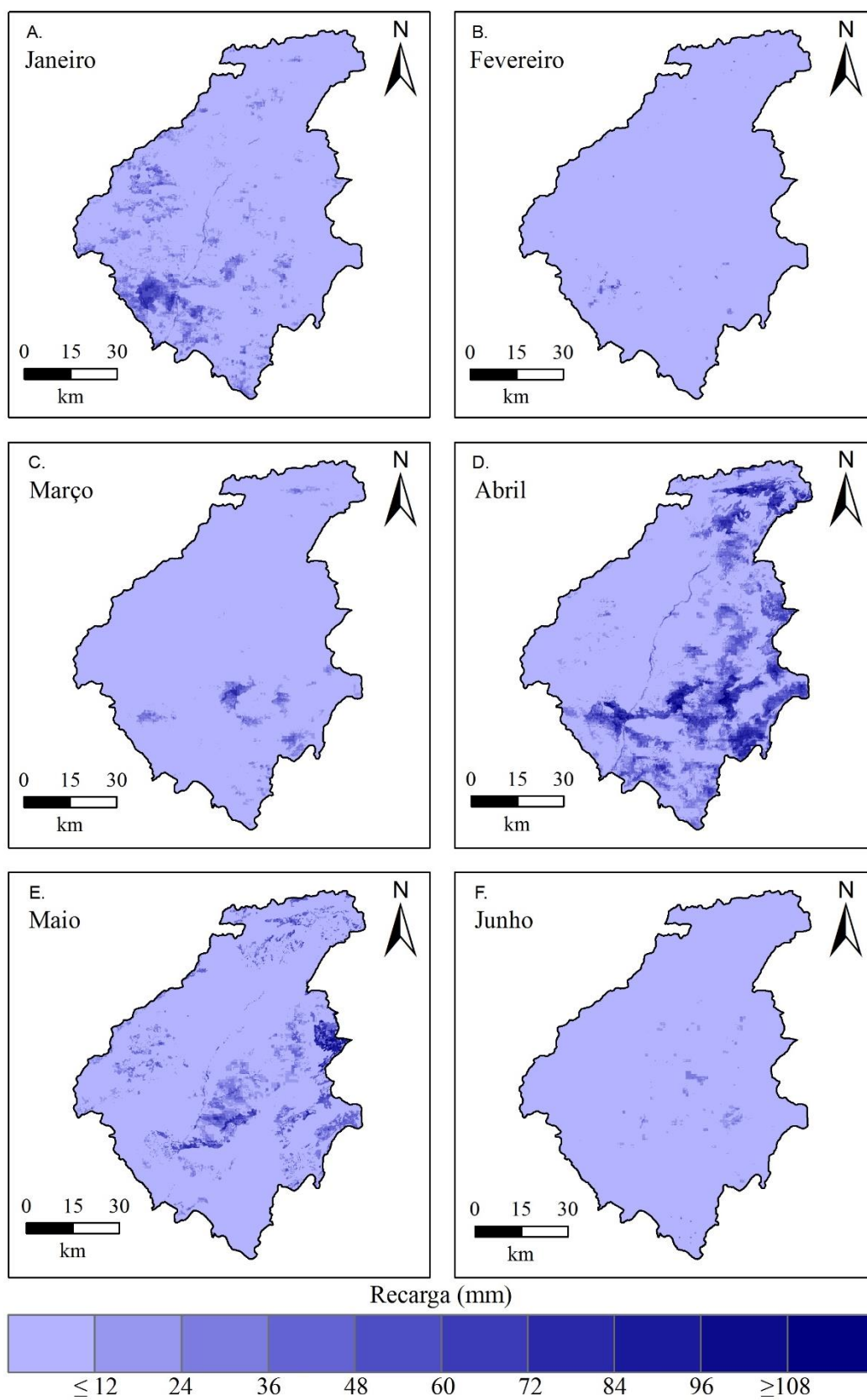


Figura 104 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre janeiro (A) e junho (F) de 2011

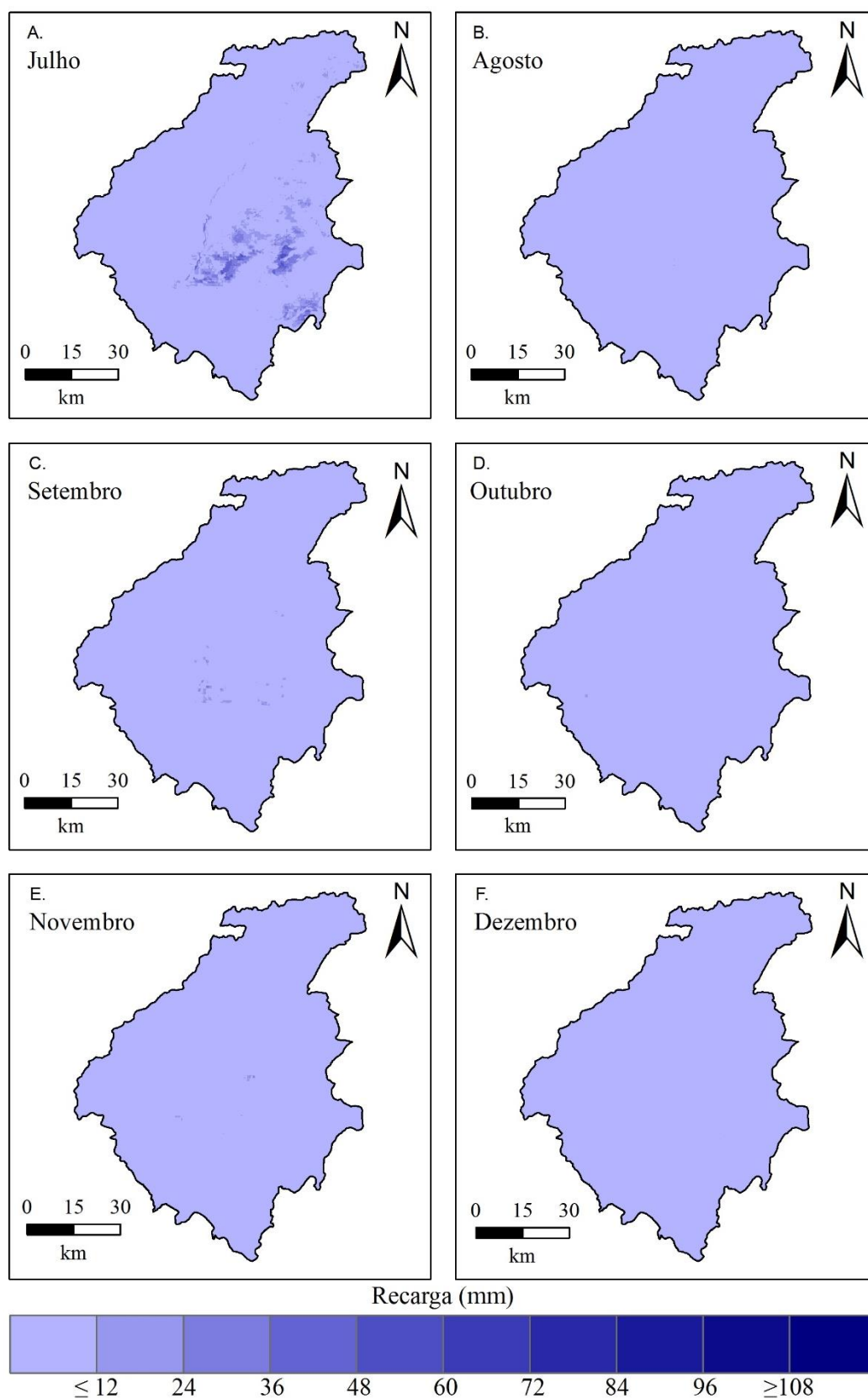


Figura 105 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre julho (A) e dezembro (F) de 2011

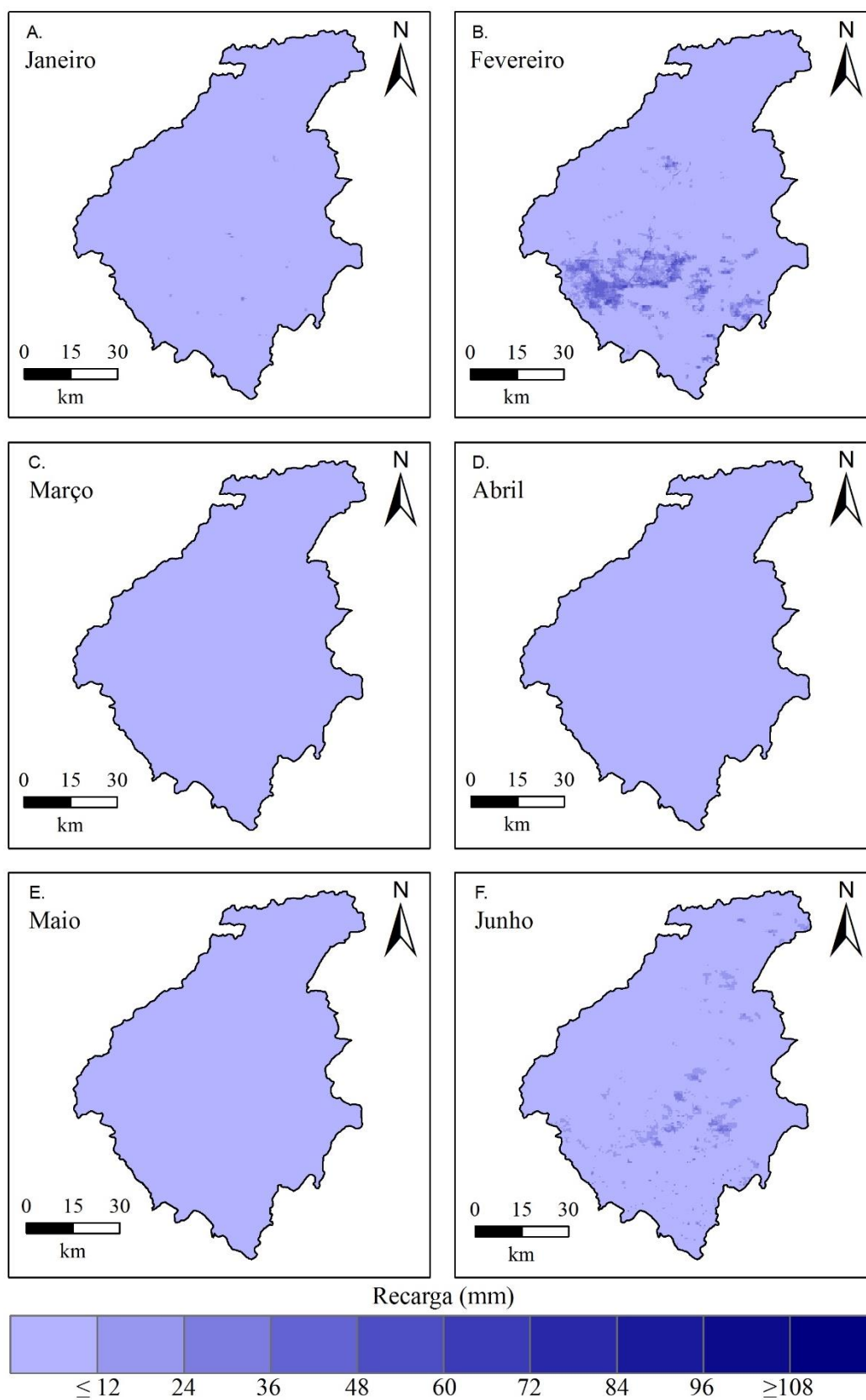


Figura 106 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre janeiro (A) e junho (F) de 2012

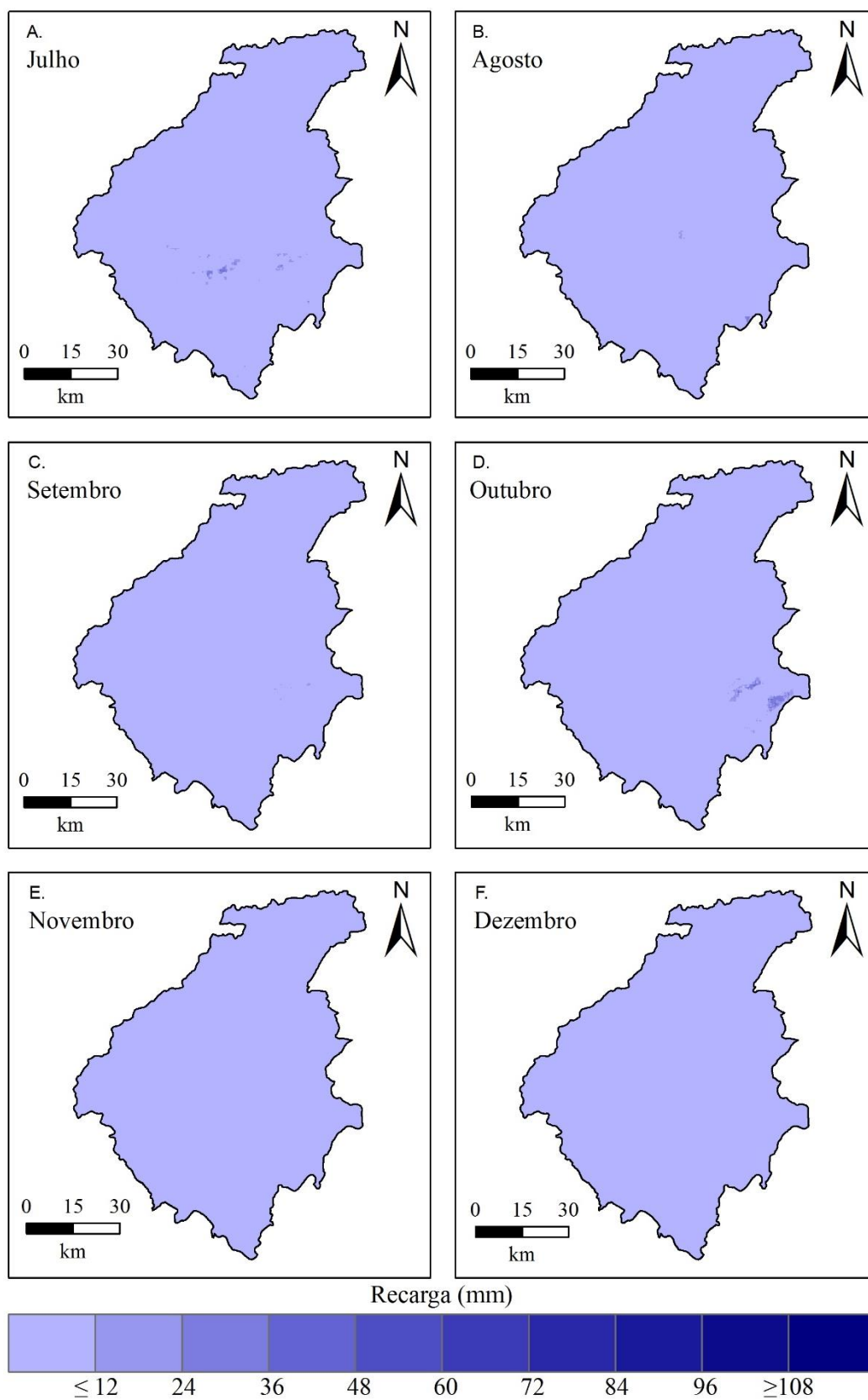


Figura 107 – Distribuição mensal da recarga de água subterrânea na BHRI entre julho (A) e dezembro (F) de 2012

APÊNDICE C
MEDIDAS DOS NÍVEIS DE ÁGUA DOS PIEZÔMETROS UTILIZADOS

Tabela 9 – Medidas mensais das profundidades dos níveis estáticos dos piezômetros em 2011

Furo	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
P1	2,80	2,52	2,62	2,65	1,90	2,08	2,16	2,30	2,56	2,69	2,97	3,11
P2	2,69	2,35	2,50	2,55	2,00	1,95	2,00	2,10	2,33	2,57	2,83	3,02
P3	2,62	2,27	2,47	2,48	1,90	1,90	1,98	2,07	2,29	2,54	2,81	3,00
P4	1,43	1,38	1,58	1,58	0,70	0,98	1,00	1,12	1,30	1,36	1,54	1,71
P5	1,93	1,86	1,99	2,01	1,18	1,42	1,49	1,57	1,80	1,85	2,02	2,15
P6	1,75	1,70	2,00	1,92	1,18	1,40	1,46	1,61	1,70	1,90	1,92	2,08
P7	2,06	2,00	2,23	2,21	1,55	1,78	1,82	1,88	2,02	2,10	2,28	2,39
P8	1,76	1,80	1,88	2,00	0,58	0,90	1,05	1,15	1,64	1,75	2,20	2,24
P9	1,64	1,60	1,72	1,60	0,52	1,00	1,05	1,20	1,49	1,49	1,70	1,88
P10	1,82	1,79	2,00	1,83	1,12	1,40	1,46	1,56	1,75	1,79	2,00	2,17
P11	2,28	2,24	2,45	2,31	1,50	1,95	2,00	2,08	2,25	2,39	2,48	2,63
P12	2,06	2,00	2,17	2,10	1,50	1,70	1,73	1,80	2,00	2,02	2,18	2,22
P13	1,98	1,80	2,00	2,00	1,32	1,38	1,43	1,58	1,79	1,88	2,10	2,24
P14	2,70	1,89	2,09	2,13	1,42	1,45	1,50	1,68	1,88	1,99	2,20	2,24
P15	2,28	2,04	2,16	2,29	1,70	1,56	1,60	1,73	1,94	2,12	2,38	2,52
P16	2,22	1,97	2,07	2,15	1,61	1,43	1,50	1,63	1,84	2,00	2,25	2,40
P17	2,25	2,00	2,13	2,17	1,65	1,50	1,58	1,68	1,91	2,03	2,30	2,46
P18	2,08	1,80	1,90	1,85	1,44	1,29	1,35	1,48	1,70	1,87	2,16	2,28
P19	2,30	2,00	2,11	2,18	1,64	1,53	1,59	1,70	1,90	2,10	2,37	2,58
P20	2,56	2,23	2,38	2,43	1,89	1,80	1,88	2,00	2,20	2,39	2,68	2,84
P21	2,48	2,45	2,60	2,60	1,88	2,18	2,19	2,27	2,42	2,45	2,54	2,63
P22	2,35	2,33	2,41	2,47	1,83	1,97	1,91	2,07	2,25	2,30	2,44	2,55
P23	2,55	2,48	2,52	2,60	1,93	1,98	2,02	2,05	2,15	2,20	2,37	2,54
P24	3,15	2,77	2,90	2,90	2,18	2,46	2,52	2,65	2,85	3,01	3,25	3,39
P25	3,25	2,86	3,00	2,95	2,36	2,56	2,63	2,73	2,98	3,05	3,37	3,52
P26	2,65	2,37	2,43	2,51	2,00	1,84	1,88	2,00	2,22	2,40	2,69	2,83
P27	1,87	1,95	2,05	2,05	0,78	0,85	1,05	1,32	1,67	1,81	2,03	2,00
P28	1,53	1,50	1,67	1,50	0,16	0,69	0,83	1,02	1,31	1,35	1,63	1,75

Tabela 10 – Medidas mensais das profundidades dos níveis estáticos dos piezômetros em 2012

Furo	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
P1	3,27	3,30	3,40	3,60	3,78	3,87	3,98	4,13	4,12	4,19	4,29	4,50
P2	3,15	3,26	3,36	3,53	3,73	3,85	3,95	4,08	4,06	4,13	4,24	4,35
P3	3,12	3,22	3,34	3,53	3,70	3,83	3,90	4,09	4,04	4,14	4,27	4,37
P4	1,80	1,82	1,85	2,00	2,20	2,25	2,36	2,50	2,46	2,60	2,70	2,80
P5	2,25	2,28	2,37	2,49	2,65	2,70	2,77	2,89	2,85	2,94	3,02	3,15
P6	2,17	2,22	2,27	2,42	2,60	2,64	2,78	2,89	2,90	2,98	3,12	3,20
P7	2,50	2,54	2,59	2,72	2,88	2,94	3,00	3,19	3,13	3,23	3,36	3,47
P8	2,40	2,48	2,62	2,77	2,93	2,97	3,14	3,29	2,27	3,28	3,40	3,63
P9	2,00	1,92	2,05	2,27	2,40	2,45	2,54	2,65	2,65	2,76	2,87	3,00
P10	2,29	2,29	2,34	2,49	2,72	2,77	2,90	3,04	3,04	3,15	3,25	3,36
P11	2,75	2,76	2,85	3,00	3,26	3,28	3,41	3,57	3,54	3,65	3,78	3,88
P12	2,47	2,50	2,64	2,80	2,95	3,03	3,14	3,28	3,30	3,39	3,51	3,65
P13	2,34	2,45	2,54	2,70	2,88	3,02	3,09	3,28	3,27	3,39	3,45	3,56
P14	2,43	2,52	2,56	2,80	3,00	3,09	3,19	3,29	3,38	3,47	3,54	3,63
P15	2,66	2,76	2,87	3,10	3,24	3,39	3,50	3,63	3,60	3,72	3,80	3,86
P16	2,50	2,63	2,77	2,93	3,12	3,28	3,36	3,48	3,49	3,58	3,73	3,85
P17	2,59	2,68	2,80	3,00	3,16	3,31	3,40	3,52	3,56	3,63	3,75	3,82
P18	2,43	2,53	2,65	2,88	3,00	3,18	3,29	3,43	3,42	3,52	3,63	3,71
P19	2,67	2,79	2,90	3,12	3,30	3,44	3,50	3,59	3,59	3,69	3,82	3,90
P20	2,98	3,39	3,24	3,38	3,58	3,69	3,77	3,89	3,88	3,95	4,11	4,13
P21	2,67	2,64	2,70	2,77	2,90	2,95	3,00	3,09	3,09	3,15	3,33	3,48
P22	2,65	2,56	2,67	2,78	2,88	2,99	3,00	3,10	3,08	3,26	3,30	3,50
P23	2,86	2,79	2,80	2,85	3,14	2,98	3,22	3,30	3,35	3,10	3,10	3,30
P24	3,53	3,53	3,65	3,80	3,97	4,10	4,15	4,31	4,25	4,28	4,36	4,44
P25	3,67	3,67	3,79	3,97	4,16	4,27	4,38	4,54	4,53	4,59	4,69	4,78
P26	2,90	3,08	3,18	3,33	3,52	3,60	3,78	3,89	3,70	3,95	4,07	4,18
P27	2,09	2,13	2,18	2,31	2,39	2,30	2,50	2,59	2,49	2,47	2,32	2,53
P28	1,85	1,96	2,08	2,23	2,37	2,56	2,46	2,65	2,67	2,77	2,90	3,00

APÊNDICE D

GRÁFICOS COM AS CURVAS EXTRAPOLADAS DO MÉTODO WTF

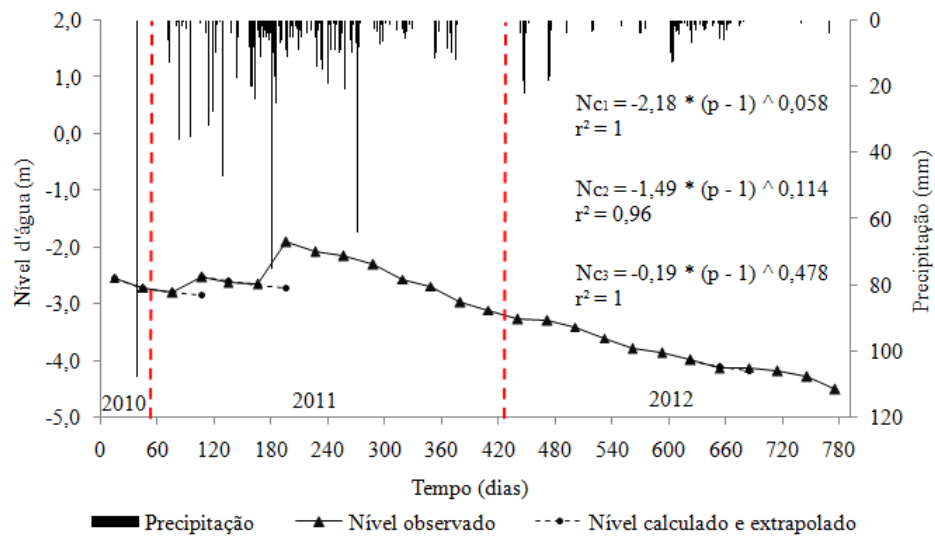


Figura 108 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P1

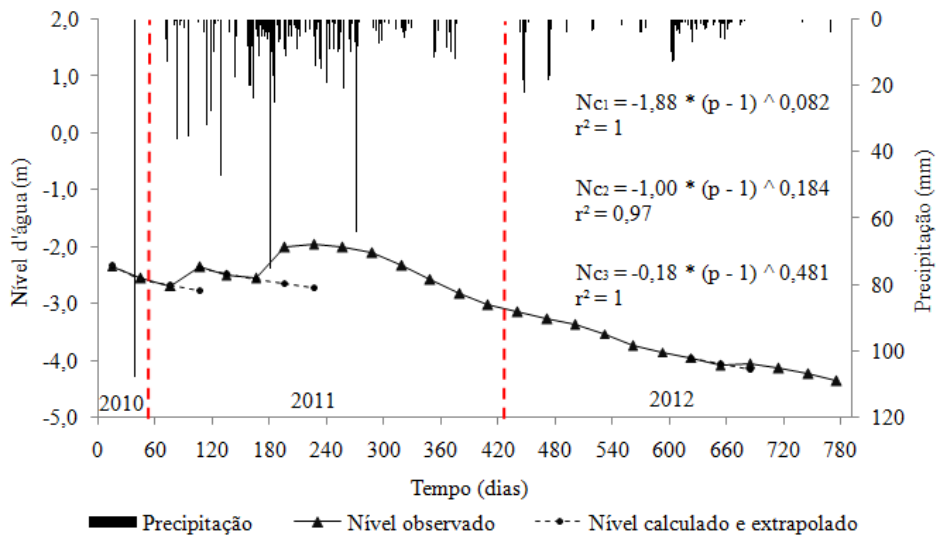


Figura 109 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P2

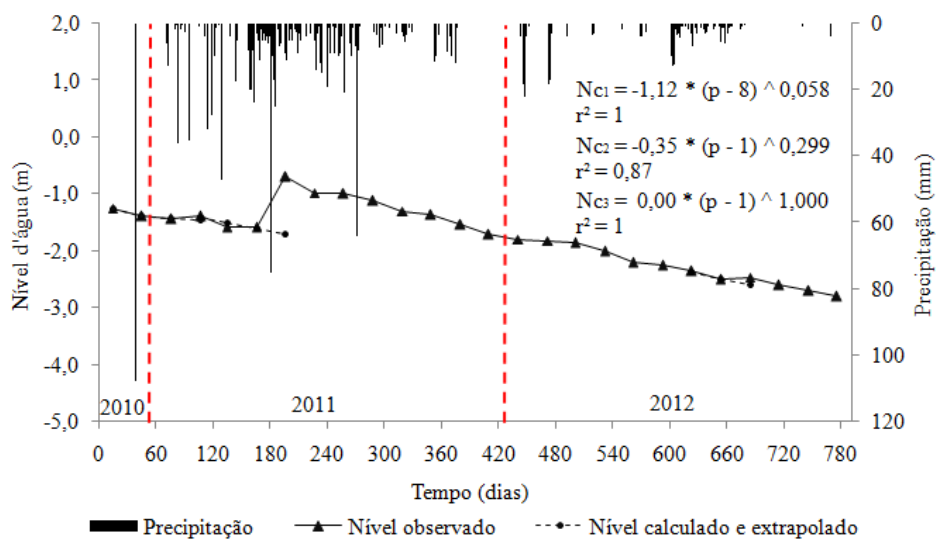


Figura 110 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P4

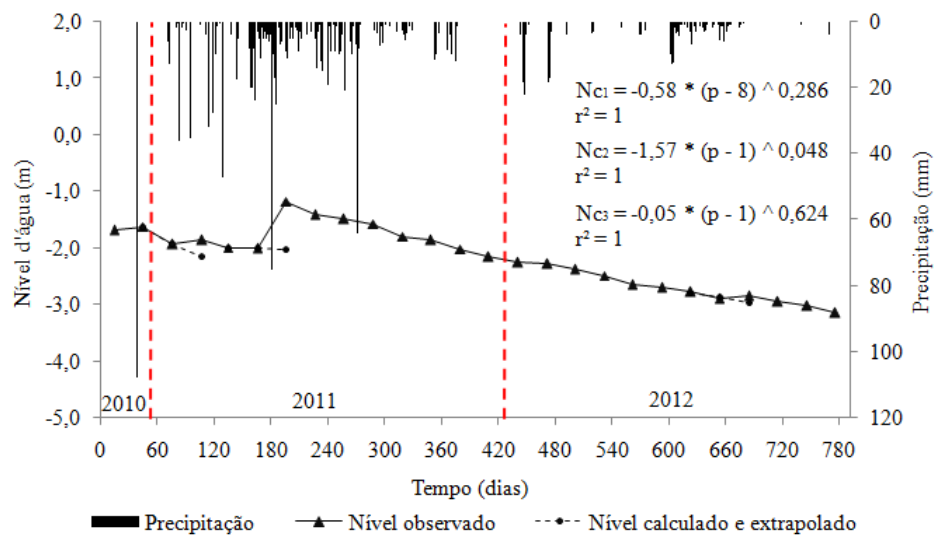


Figura 111 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P5

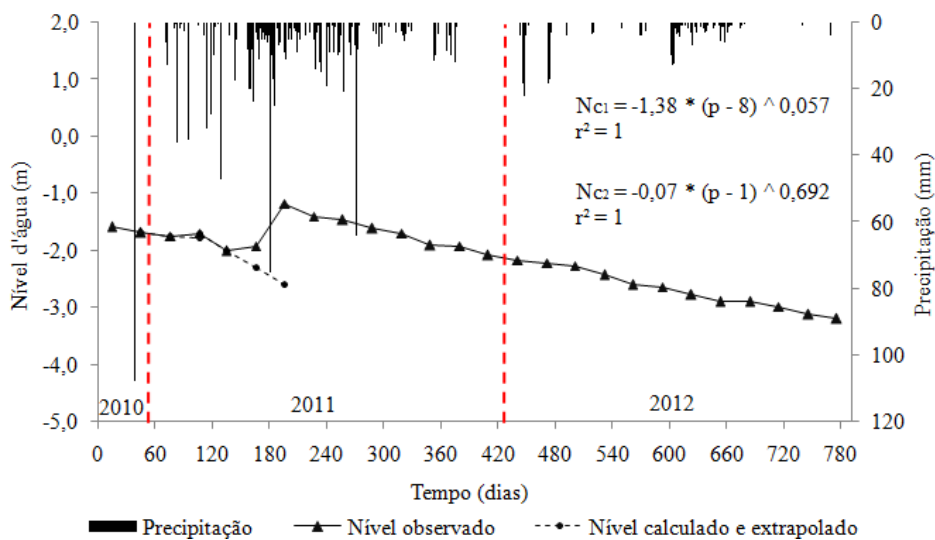


Figura 112 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P6

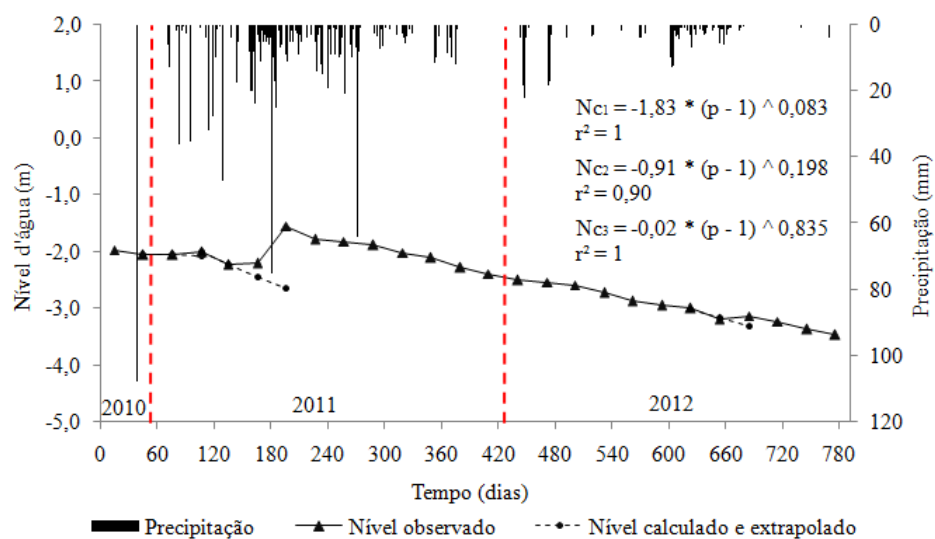


Figura 113 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P7

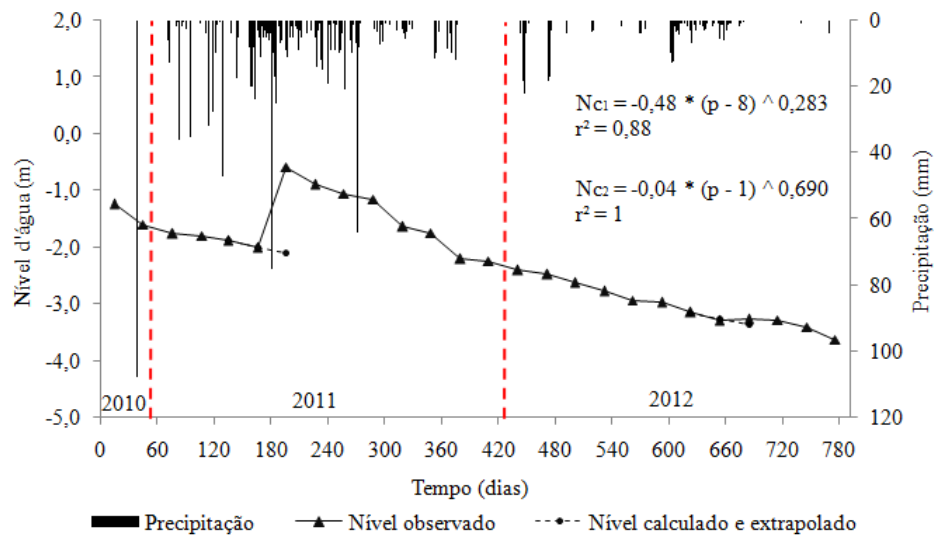


Figura 114 – Nível observado e curvas de recesso extrapoladas do piezômetro P8

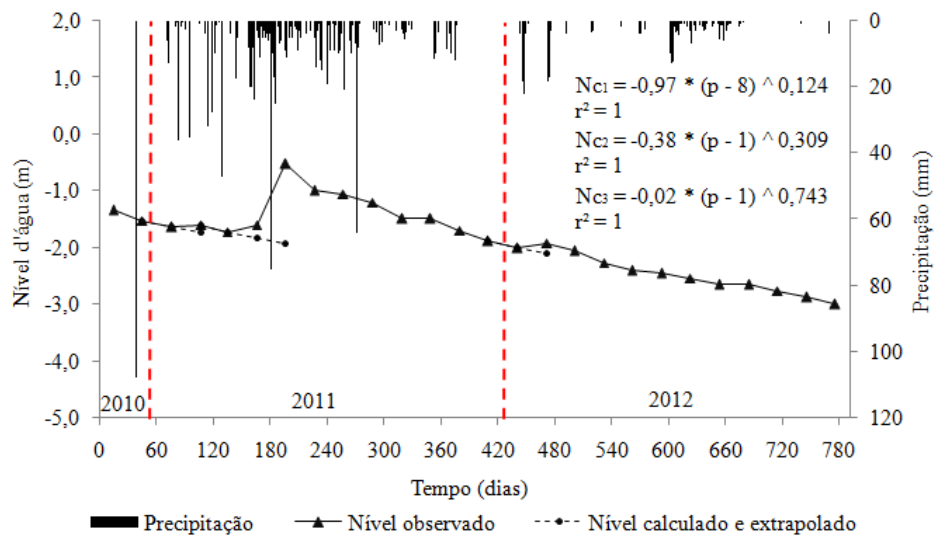


Figura 115 – Nível observado e curvas de recesso extrapoladas do piezômetro P9

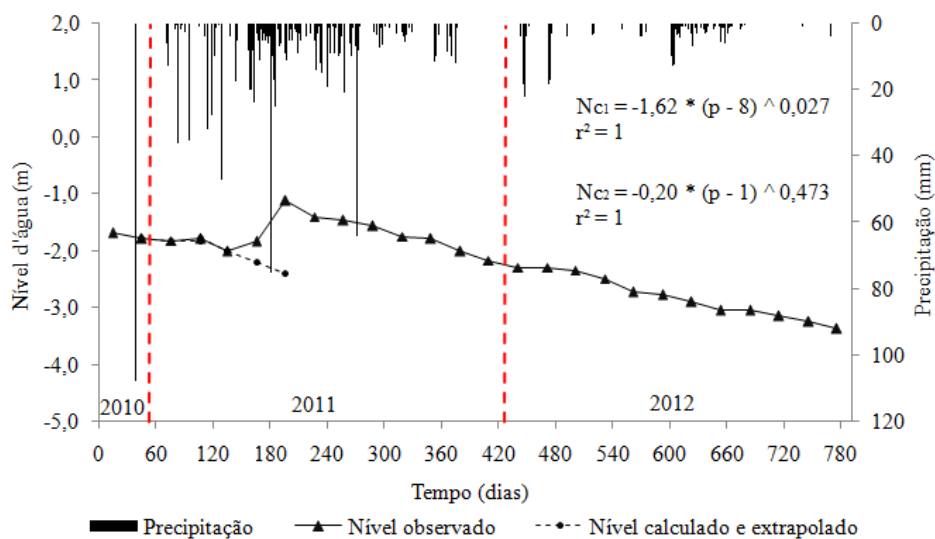


Figura 116 – Nível observado e curvas de recesso extrapoladas do piezômetro P10

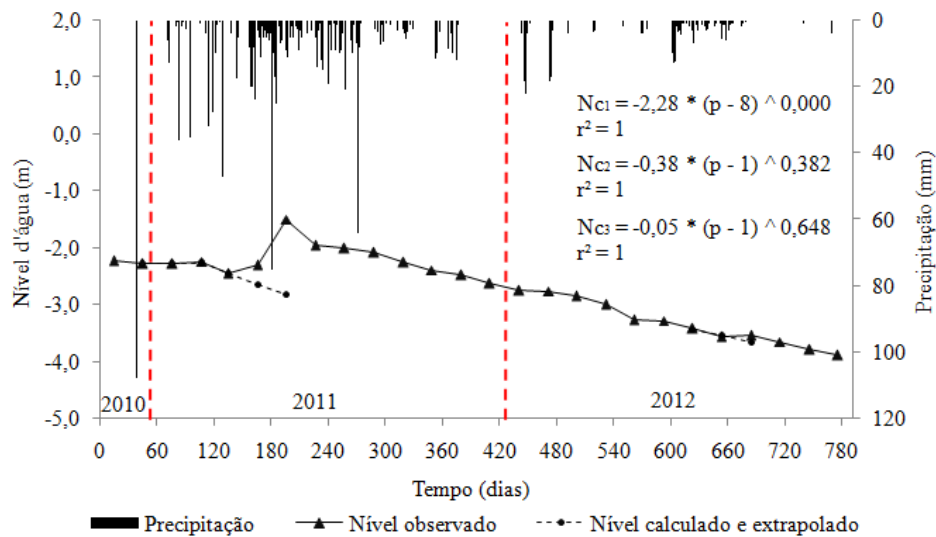


Figura 117 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P11

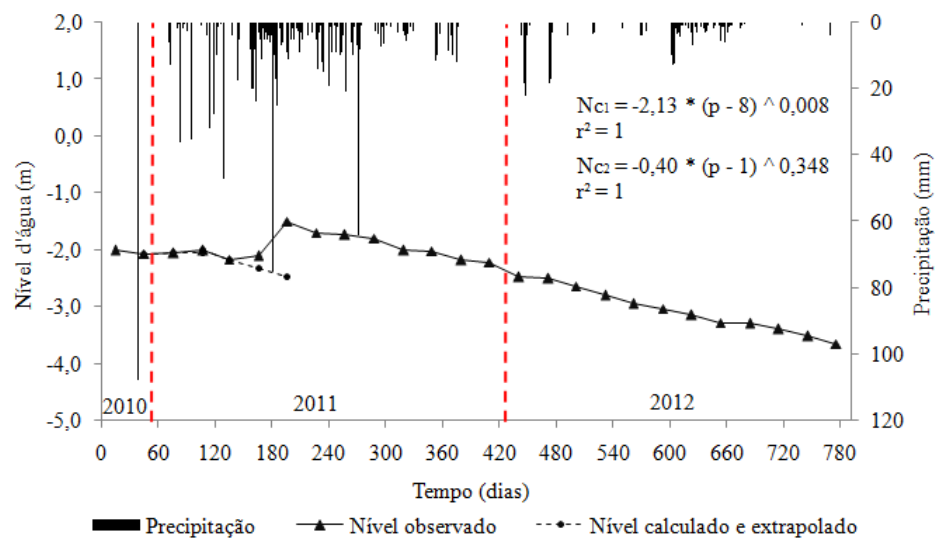


Figura 118 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P12

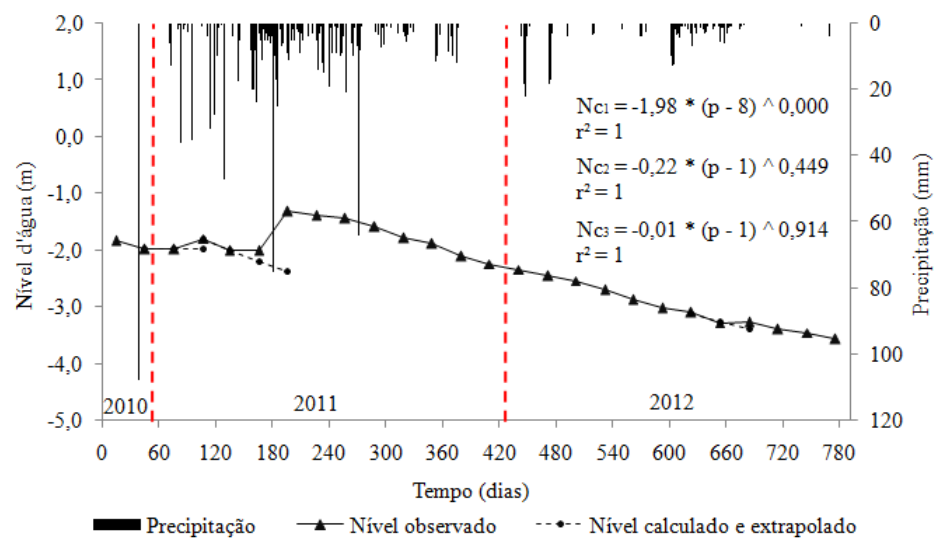


Figura 119 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P13

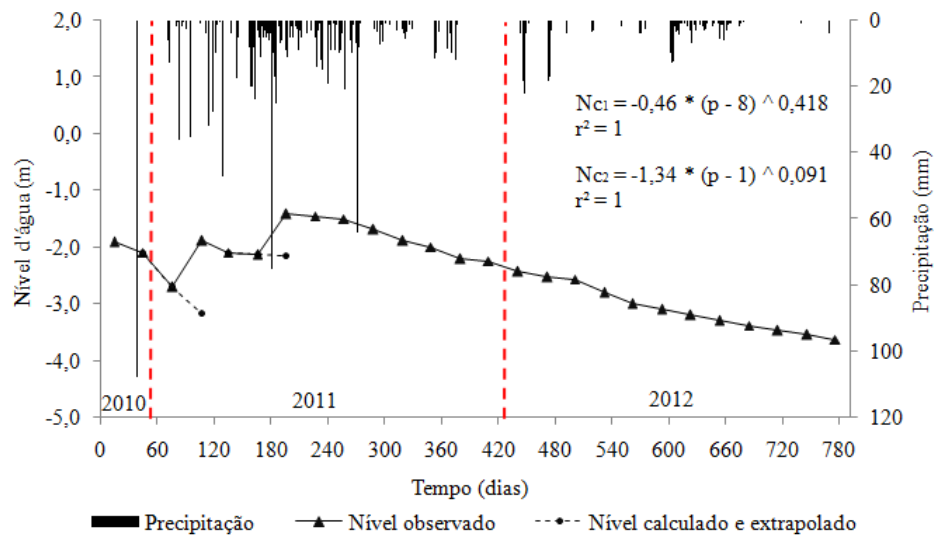


Figura 120 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P14

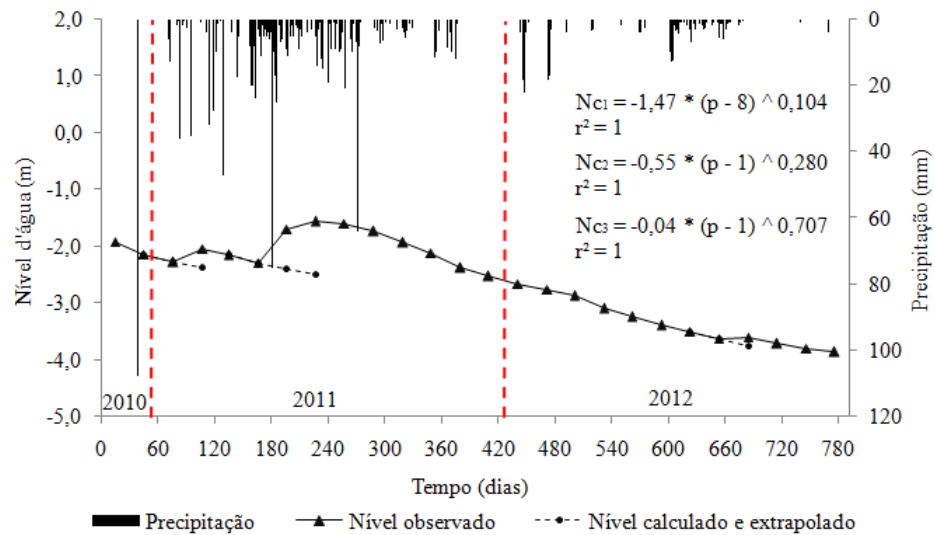


Figura 121 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P15

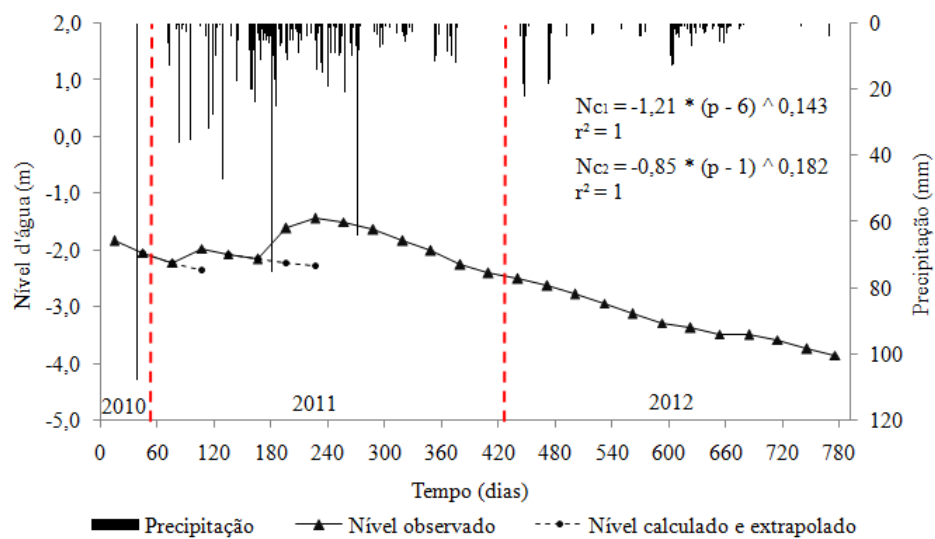


Figura 122 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P16

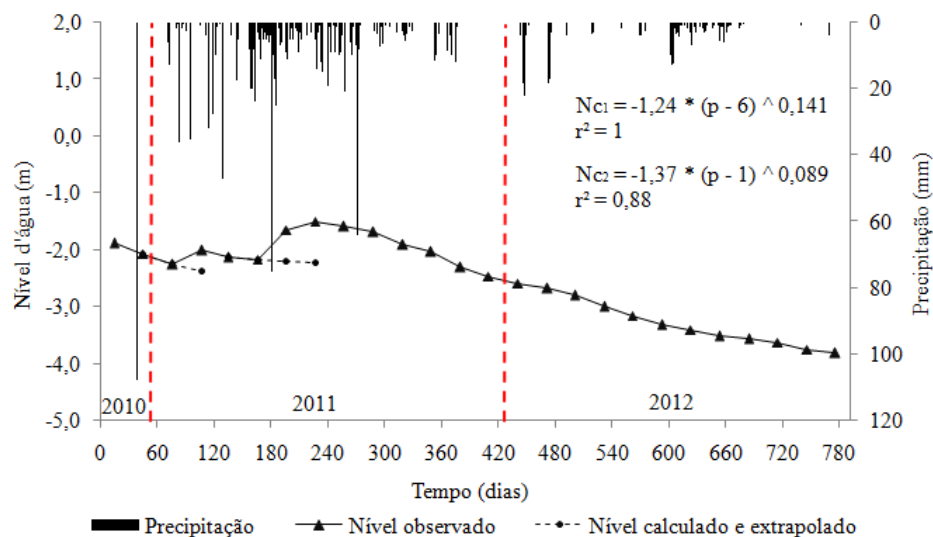


Figura 123 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P17

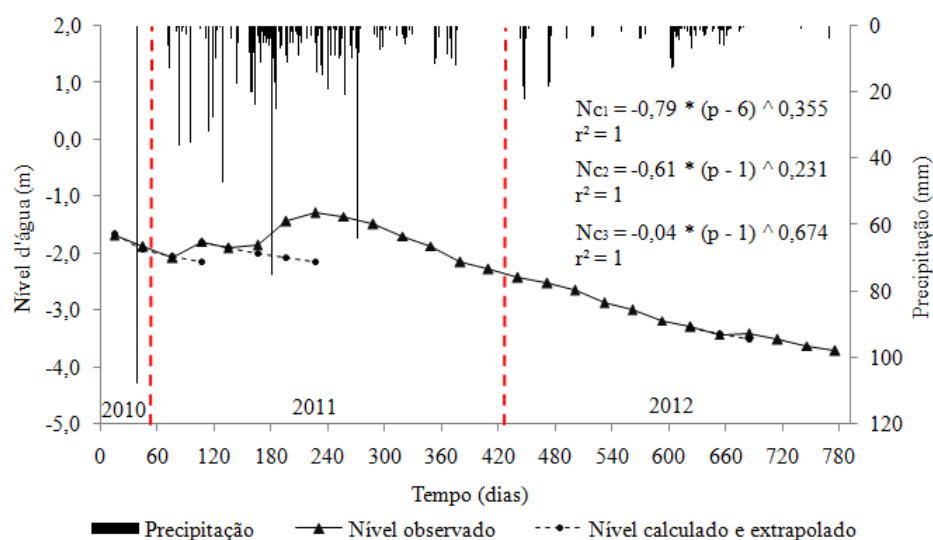


Figura 124 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P18

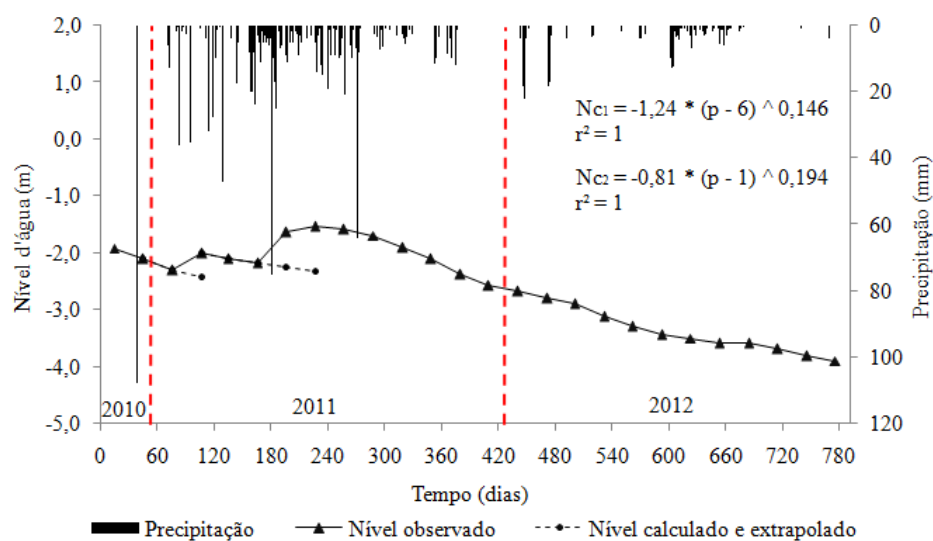


Figura 125 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P19

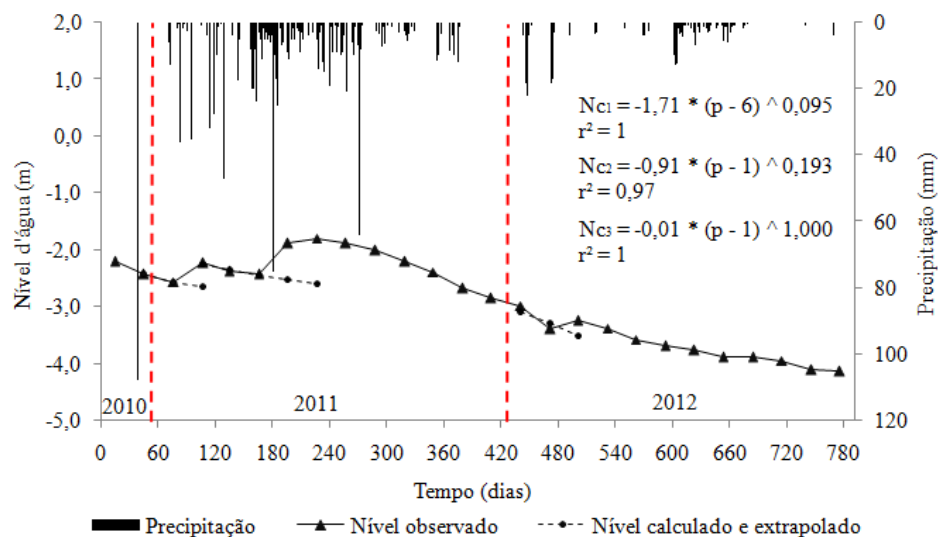


Figura 126 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P20

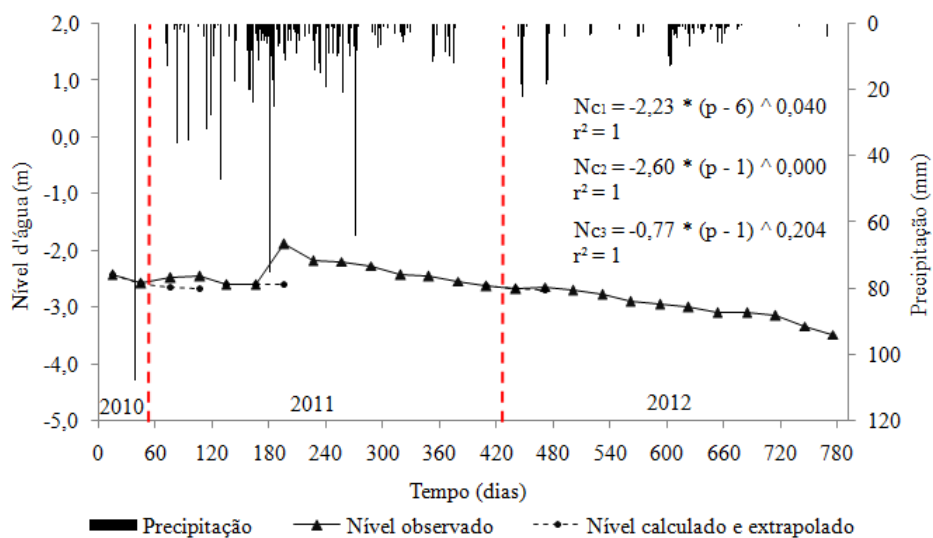


Figura 127 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P21

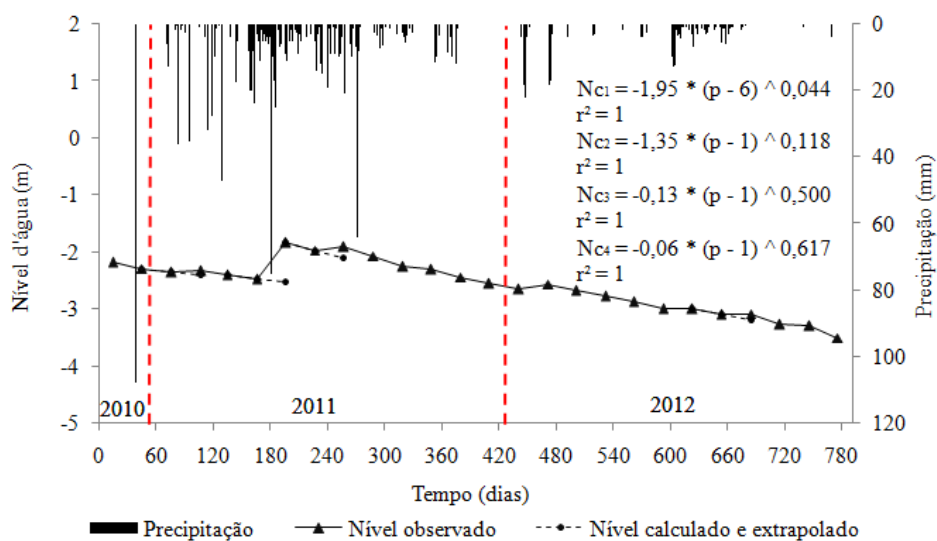


Figura 128 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P22

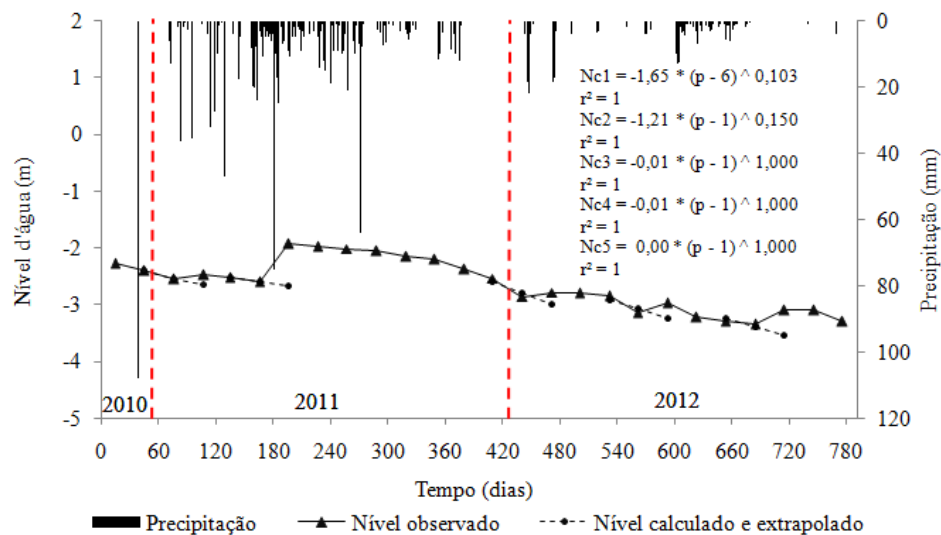


Figura 129 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P23

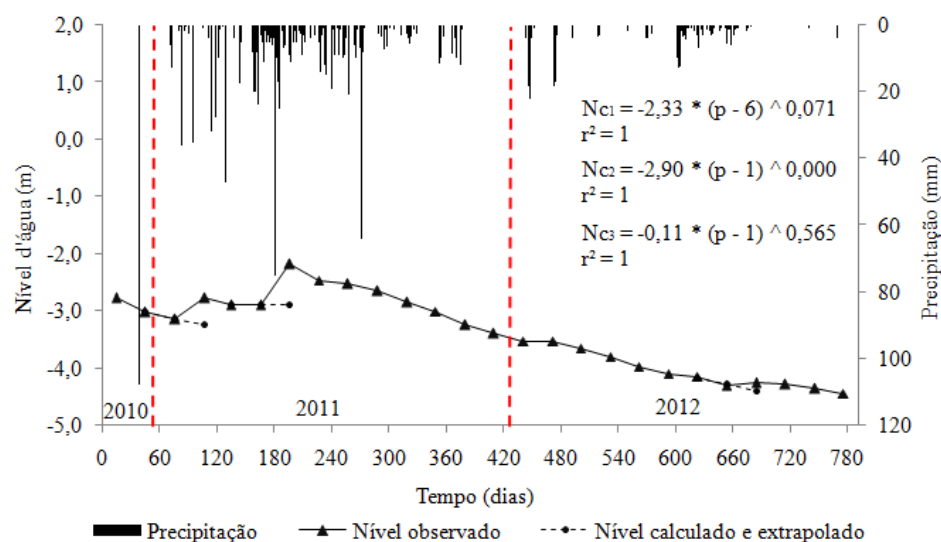


Figura 130 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P24

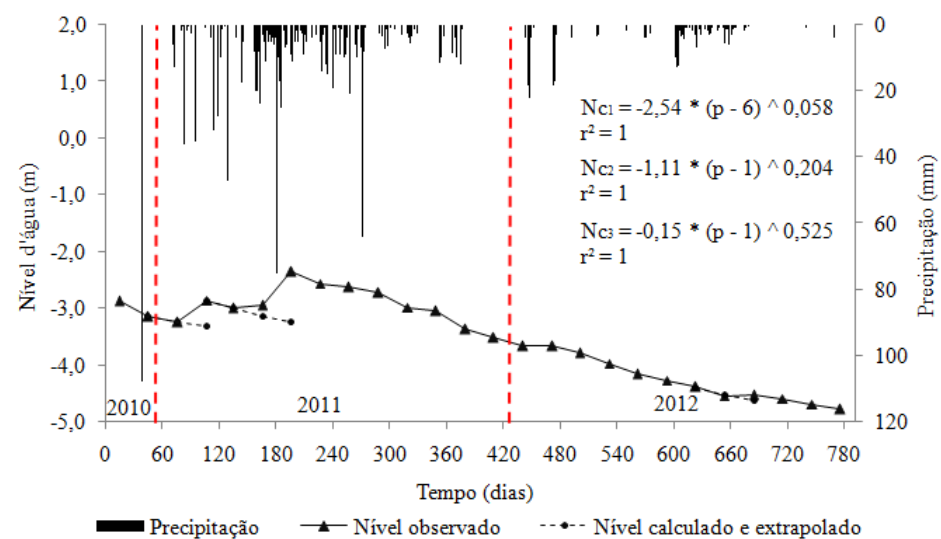


Figura 131 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P25

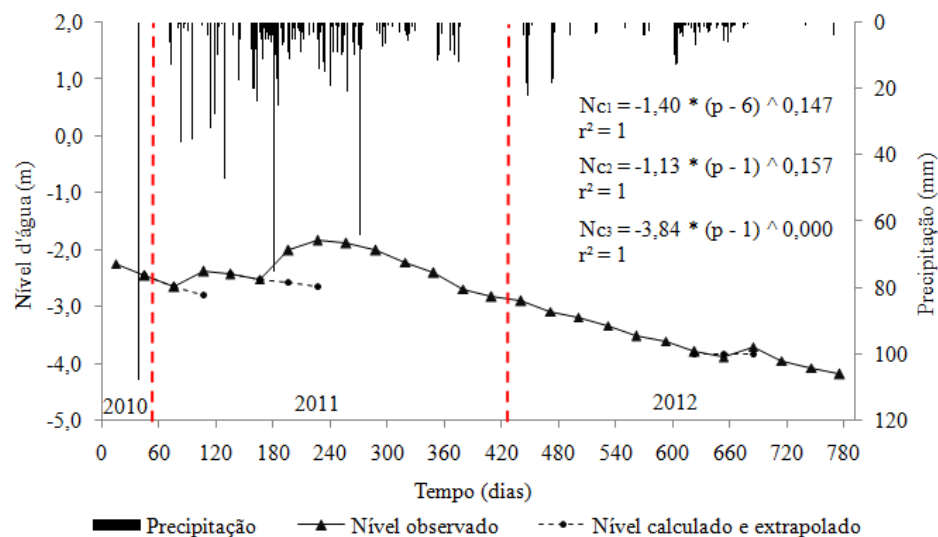


Figura 132 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P26

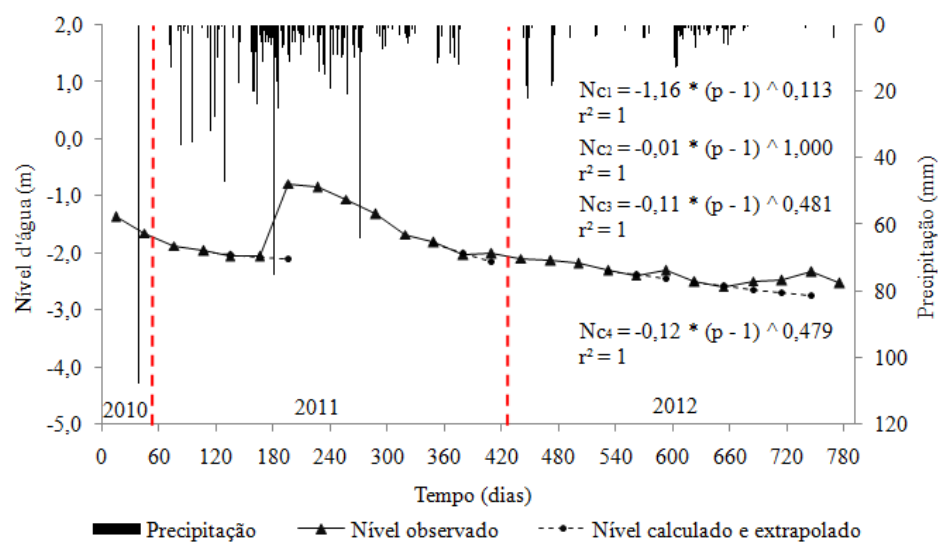


Figura 133 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P27

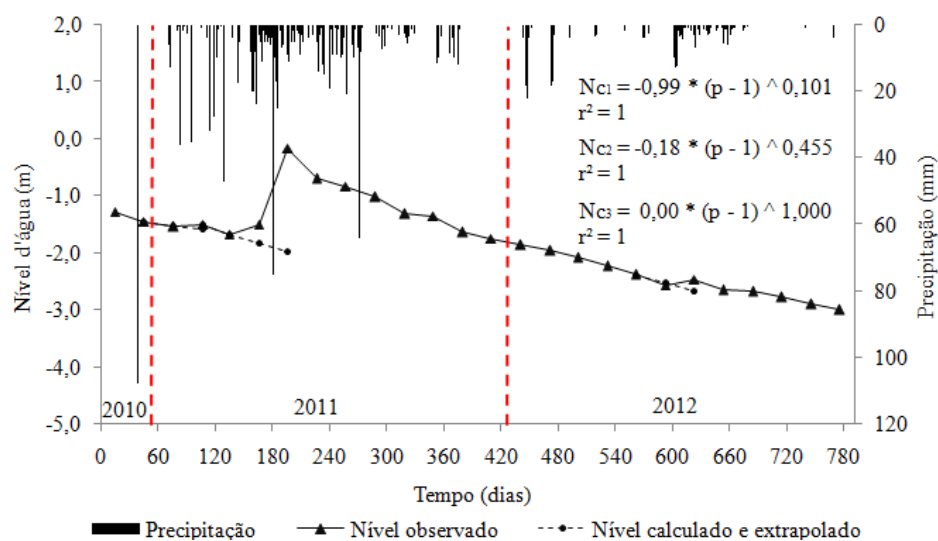


Figura 134 – Nível observado e curvas de recessão extrapoladas do piezômetro P28