

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
ESCOLA DE ENGENHARIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO, MEIO AMBIENTE E RECURSOS
HÍDRICOS

Rodrigo de Paula Hamzi

ESTIMATIVA DE RECARGA NATURAL EM AQUÍFERO LIVRE E RASO COM
SUORTE DE SENSORIAMENTO REMOTO:
APLICAÇÃO NA BACIA DO RIBEIRÃO SERRA AZUL (MG)

Belo Horizonte
2021

Rodrigo de Paula Hamzi

**ESTIMATIVA DE RECARGA NATURAL EM AQUÍFERO LIVRE E RASO COM
SUPORTE DE SENSORIAMENTO REMOTO:
APLICAÇÃO NA BACIA DO RIBEIRÃO SERRA AZUL (MG)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de processos hidrológicos

Orientador: Eber José de Andrade Pinto

Coorientador: Philippe Maillard

Belo Horizonte
2021

H229e

Hamzi, Rodrigo de Paula.

Estimativa de recarga natural em aquífero livre e raso com suporte de sensoriamento remoto [recurso eletrônico] : aplicação na bacia do ribeirão Serra Azul (MG) / Rodrigo de Paula Hamzi. - 2021.

1 recurso online (xviii, 174 f. : il., color.) : pdf.

Orientador: Eber José de Andrade Pinto.

Coorientador: Philippe Maillard.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Anexos e apêndices: f. 125-174.

Bibliografia: f. 118-124.

Exigências do sistema: Adobe Acrobat Reader.

1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Recursos hídricos - Desenvolvimento - Teses. 3. Aquíferos - Teses. 4. Sensoriamento remoto - Teses. I. Pinto, Eber José de Andrade. II. Maillard, Philippe. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 628(043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
[ESCOLA DE ENGENHARIA]
COLEGIADO DO CURSO DE GRADUAÇÃO / PÓS-GRADUAÇÃO EM [SANEAMENTO, MEIO AMBIENTE E RECURSOS
HÍDRICOS]

FOLHA DE APROVAÇÃO

**["Estimativa de recarga natural em aquífero livre e raso com suporte de sensoriamento remoto:
aplicação na bacia do ribeirão Serra Azul (MG)"]**

[Rodrigo de Paula Hamzi]

Dissertação de Mestrado] defendida e aprovada, no dia [12 de fevereiro de 2021], pela Banca Examinadora designada pelo [Colegiado do Programa de Pós-Graduação **EM SANEAMENTO, MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**] da Universidade Federal de Minas Gerais constituída pelos seguintes professores:

[Profa. Dra. Stela Dalva Santos Cota] - **Membro Externo**]

[CDTN]

[Prof. Francisco Eustáquio Oliveira e Silva] - **Membro Interno**]

[UFMG]

[Profa. Talita Fernanda das Graças Silva] - **Membro Interno**]

[UFMG]

[Prof. Philippe Maillard - **Coorientador**]

[UFMG]

[Prof. Eber José de Andrade Pinto - **Orientador**]

[UFMG]

APROVADA PELO COLEGIADO DO PPG SMARH

Sonaly Cristina Rezende Borges de Lima - Coordenadora

Belo Horizonte, 12 de fevereiro de 2021.



Documento assinado eletronicamente por **Stela Dalva Santos Cota, Usuário Externo**, em 12/02/2021, às 12:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Talita Fernanda das Gracas Silva, Chefe**, em 12/02/2021, às 12:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Philippe Maillard, Professor do Magistério Superior**, em 12/02/2021, às 12:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Eber Jose de Andrade Pinto, Professor do Magistério Superior**, em 12/02/2021, às 12:36, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Francisco Eustaquio Oliveira e Silva, Professor do Magistério Superior**, em 12/02/2021, às 12:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0565823** e o código CRC **92BCC5BF**.

AGRADECIMENTOS

A presente dissertação de mestrado não poderia chegar a bom porto sem o precioso apoio de várias pessoas.

Em primeiro lugar, não posso deixar de agradecer ao meu orientador, Professor Doutor Eber José de Andrade Pinto, e ao meu coorientador, Professor Doutor Philippe Maillard, por toda a paciência, empenho e sentido prático com que me orientaram neste trabalho. Desejo igualmente agradecer a todos os meus professores do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) e os meus colegas do mestrado, especialmente Fernando Henrique Pires de Oliveira, Karine Dias Nogueira, Livia Jacobini e Luisa da Cunha Vieira, cujos apoio e amizade estiveram presentes em todos os momentos.

Agradeço ao Daniel Alejandro Vila, pesquisador da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela disponibilidade de dados das estações pluviométricas utilizadas no produto de precipitação *Combined Scheme approach* (CoSch) entre outubro de 2012 e setembro de 2013.

Por último, quero agradecer a Miriam Silva de Paula Hamzi, em memória, falecida em 7 de abril de 2017, pelo apoio incondicional em vida.

RESUMO

A estimativa da recarga de um aquífero é essencial tanto para o conhecimento dos recursos hídricos disponíveis quanto para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas. Entretanto, não há um método universal para sua quantificação, assim, esta dependerá de cada limitação ou especificação da técnica aplicada. As técnicas são geralmente pontuais e necessitam de extensos recursos para sua espacialização. O uso de sensoriamento remoto viabiliza a obtenção das variações climáticas, que são relacionadas ao processo de recarga, em escalas que os métodos pontuais não conseguiriam. A metodologia de Thornthwaite (balanço hídrico no solo), aplicada conforme Charles *et al.* (1993), em associação com sensoriamento remoto possibilitaria simular a recarga espacialmente através da modelagem indireta da variação de umidade no solo e a utilização de componentes do balanço hídrico. Outro método que possibilita associar o sensoriamento remoto à recarga espacialmente é o balanço hídrico simplificado, no qual se aplica exclusivamente dados obtidos por essa técnica. Assim, o presente trabalho estimou a distribuição espacial e temporal da recarga de um aquífero livre e raso em uma sub-bacia do Ribeirão Serra Azul, em Minas Gerais, para os anos hidrológicos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, pelo balanço hídrico no solo, variando a pluviometria *in situ* e via sensoriamento remoto, mantendo a evapotranspiração *in situ*, e o balanço hídrico simplificado, utilizando somente produtos climáticos advindos de sensoriamento remoto. Dos dados de precipitação advindos do sensoriamento remoto, foram analisados os índices de desempenho dos seguintes produtos: *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) – *Multi-satellite Precipitation Analysis* (TMPA) 3B42RT V7; *Combined Scheme approach* (CoSch); e *Precipitation Estimation From Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks – Cloud Classification System* (PERSIANN-CSS), tendo sido utilizado neste trabalho o TRMM – TMPA 3B42RT V7 por ter apresentado melhor performance. A evapotranspiração por sensoriamento remoto utilizada foi proveniente do método *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEbop). As estimativas geradas nos balanços hídricos foram confrontadas com a recarga estimada pelo método de Variação de Nível d'Água (VNA) por meio de métricas de avaliação. Os métodos de balanço hídrico para a estimativa de recarga empregados com dados *in situ* e de sensoriamento remoto não apresentaram bons resultados na escala mensal quando comparados com a recarga bruta estimada pelo método VNA. Em geral, o balanço hídrico simplificado demonstrou piores resultados do que o balanço hídrico no solo, tanto o que utilizou a precipitação *in situ* como em sensoriamento. Assim, nos casos dos dois métodos de balanço hídrico no solo os resultados indicam que é necessário aprimorar suas variantes e especificamente no caso do balanço hídrico simplificado, deve-se melhorar a acurácia dos produtos de sensoriamento remoto utilizados.

Palavras-Chave: recarga; Thornthwaite; sensoriamento remoto; aquífero livre e raso; VNA.

ABSTRACT

Estimating groundwater recharge is essential both for understanding available water resources and for assessing groundwater vulnerability. However, there is no universal method for its quantification, so it will depend on each limitation or specification of the technique applied. In addition, the techniques are generally punctual and require extensive resources for their operation on a spatial scale. The use of remote sensing makes it possible to obtain climatic variations, which are related to the recharge process, in scales that the punctual methods would not be able to. Thornthwaite methodology (water balance methods in the soil) applied according to Charles *et al.* (1993) in association with remote sensing would make it possible to simulate recharge spatially through indirect modeling of soil moisture variations and water balance components. Another method that makes it possible to associate remote sensing with spatial recharge is the simplified water balance. Thus, the present work estimated the spatial and temporal distribution of the recharge of a free and shallow aquifer in a sub-basin of Ribeirão Serra Azul, in Minas Gerais, for the hydrological years of 2011/2012, 2012/2013 and 2013/2014 by water balance of the Thornthwaite method by varying rainfall *in situ* and via remote sensing and simplified water balance using climatic products from remote sensing. From rainfall data from remote sensing, the following performance indices were analyzed: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) – Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) 3B42RT V7; Combined Scheme approach (CoSch); and Precipitation Estimation From Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks – Cloud Classification System (PERSIANN-CCS), having been used in this study the TRMM – TMPA 3B42RT V7 for having presented better performance. The remote sensing evapotranspiration used was from the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) method. Estimates generated from *in situ* and remote sensing data were compared with recharge estimated by the Water Table Fluctuation (WTF) method by means of evaluation metrics, which showed low correlation of the data on a monthly scale, reflection of the time scale allowed in the model, since according to the recharge estimate by the WTF method there was recharge in the months when the Thornthwaite method considered it null, when the infiltration is lower than the monthly scale evapotranspiration. The water balance methods for recharge estimation used with *in situ* data and remote sensing did not show good results on the monthly scale when compared to the gross recharge estimated by the WTF method. In general, the simplified water balance demonstrated worse results than the soil water balance, both using *in situ* precipitation and in sensing. Thus, in the case of the two water balance methods in the soil, the results indicate that it is necessary to improve their variants and specifically in the case of the simplified water balance, the accuracy of the remote sensing products used must be improved.

Keywords: recharge; Thornthwaite; remote sensing; unconfined aquifer; WTF

LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

Figura 3.1: Representação esquemática da recarga direta e indireta.....	5
Figura 3.2: Rede de fluxo de água subterrânea em uma seção transversal vertical bidimensional através de um sistema isotrópico homogêneo limitado no fundo por um contorno impermeável.....	6
Figura 3.3: Efeitos da topografia nos padrões regionais de fluxo de água subterrânea.....	7
Figura 3.4: Efeitos da geologia padrões regionais de fluxo de água subterrânea.....	8
Figura 3.5: Balanço hídrico na zona saturada do solo.....	9
Figura 3.6: Exemplos do comportamento da curva de retenção com diferentes texturas de solo.....	12
Figura 3.7: Fluxograma da aplicação do Método de Thornthwaite.....	14
Figura 3.8: Comportamento do CN observado com a precipitação.....	19
Figura 3.9: Estações pluviométricas cadastradas no Hidroweb.....	21
Figura 3.10: Interpolação do método IDW variando o peso	24
Figura 3.11: Balanço de radiação líquida.....	28
Figura 3.12: Curva de pressão de saturação.....	32
Figura 3.13: Direção de propagação da radiação eletromagnética na forma de uma onda, em função das oscilações ortogonais dos campos magnético (M) e elétrico (E).....	34
Figura 3.14: Espectro eletromagnético.....	35
Figura 3.15: Comportamentos da interferência da atmosfera com relação as curvas de radiação de um corpo negro e radiação solar.....	36
Figura 3.16: Simulação da detecção por sensores em satélites por meio da interação do alvo com a radiação eletromagnéticas emitida pelo Sol.....	37
Figura 3.17: Fluxo do processamento do PERSIANN-CCS.....	39
Figura 3.18: Instrumentos do satélite TRMM.....	41
Figura 3.19: Relação esquemática entre a temperatura da superfície e o albedo.....	45
Figura 3.20: Correlação entre ETf e Ts no modelo SSEBop.....	46
Figura 3.21: Estimativa de recarga pelo método VNA de um evento de precipitação.....	51
Figura 4.1: Localização da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim.....	54
Figura 4.2: Mapa litológico da área de estudo.....	56
Figura 4.3: Perfis dos 3 piezômetros selecionados.....	58
Figura 4.4: Leitura dos níveis dos piezômetros de 01/10/2011 a 30/09/2014.....	59
Figura 4.5: Estações pluviométricas da área de estudo.....	59
Figura 4.6: Estações climáticas da área de estudo.....	60
Figura 4.7: Fluxograma do balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação e evapotranspiração <i>in situ</i>	61
Figura 4.8: Fluxograma do método Thornthwaite aplicado dados de precipitação por sensoriamento remoto e evapotranspiração <i>in situ</i>	62
Figura 4.9: Distribuição espacial dos pixels dos produtos de precipitação por sensoriamento remoto.....	63
Figura 4.10: Aplicação do método de separação de escoamento intervalo fixo.....	65
Figura 4.11: Fluxograma da metodologia para estimar a CAD.....	68

Figura 4.12: Fluxograma da metodologia aplicada para avaliar a estimativa da recarga pelos três procedimentos.....	72
Figura 5.1: Mapa de uso e ocupação do solo.....	73
Figura 5.2: Mapa de solos na área de estudo.....	74
Figura 5.3: Mapa de textura.....	74
Figura 5.4: Tipo de raiz.....	75
Figura 5.5: Mapa do CAD ou S_{max} da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim.....	75
Figura 5.6: Precipitação média mensal estimada com dados <i>in situ</i> na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014 pelo método IDW.....	76
Figura 5.7: Mapas precipitação anual estimada pelo método IDW.....	77
Figura 5.8: Evapotranspiração potencial mensal estimada pelo método Penman-Monteith entre 10/2011 a 09/2014.....	77
Figura 5.9: Mapas de evapotranspiração potencial anual estimada pelo método Penman-Monteith.....	78
Figura 5.10: Escoamento superficial mensal estimados com dados <i>in situ</i> na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014.....	79
Figura 5.12: Mapas anuais de infiltração baseada em dados de precipitação <i>in situ</i>	80
Figura 5.13: Estimativa de recarga estimada pelo método de balanço hídrico com dados <i>in situ</i>	81
Figura 5.14: Mapas de recarga anual estimada pelo método de balanço hídrico com dados <i>in situ</i>	81
Figura 5.15: Evapotranspiração real mensal estimada pela 3ª etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados <i>in situ</i>	82
Figura 5.16: Mapas de evapotranspiração real anual estimada pela 3ª etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados <i>in situ</i>	82
Figura 5.17: Coeficiente modificado Kling-Gupta (KGE').....	84
Figura 5.18: Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r).....	84
Figura 5.19: Gráfico da medida do erro de variabilidade (γ).....	85
Figura 5.20: Gráfico do viés (β).....	85
Figura 5.21: PBIAS.....	85
Figura 5.22: Erro médio quadrático (RMSE).....	86
Figura 5.23: Taxa de acerto (PDO) para diferentes classes e produtos de precipitação.....	87
Figura 5.24: Falso alarme (FAR) para diferentes classes e produtos de precipitação.....	87
Figura 5.25: Frequência Bias (fBIAS) para diferentes classes e produtos de precipitação.....	88
Figura 5.26: Estações pluviométricas usadas na calibração do TRMM3B42v7 e CoSch.....	89
Figura 5.27: Precipitação média mensal do TRMM3B42v7 na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014.....	90
Figura 5.28: Mapas precipitação anuais do produto de precipitação TRMM3B42v7.....	90
Figura 5.29: Escoamento superficial baseado no produto de precipitação TRMM3B42v7.....	91
Figura 5.30: Mapas de escoamento superficial baseado no produto de precipitação TRMM3B42v7.....	92
Figura 5.31: Infiltração média estimados com a precipitação média do produto TRMM3B42v7 na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014.....	93
Figura 5.32: Mapas infiltração anuais baseada no produto de precipitação TRMM3B42v7.....	93

Figura 5.33: Estimativa de recarga com balanço hídrico com precipitação via sensoriamento remoto pelo método Thornthwaite.....	94
Figura 5.34: Mapas de recarga anual.....	94
Figura 5.35: Evapotranspiração real mensal estimada pela 3º etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados de sensoriamento remoto.....	95
Figura 5.36: Mapas de evapotranspiração real anual estimada pela 3º etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados de sensoriamento remoto.....	96
Figura 5.37: Evapotranspiração real média na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014 pelo método SSEBop.....	97
Figura 5.38: Mapas de evapotranspiração anuais do método SSEBop.....	98
Figura 5.39: Recarga pelo método de balanço hídrico simplificado.....	99
Figura 5.40: Mapas de recarga pelo método simplificado.....	99
Figura 5.41: Estimativa de recarga média dos 3 piezômetros em escala mensal pelo método VNA.....	101
Figura 5.42: Relação entre a precipitação e a recarga mensal.....	102
Figura 5.43: Relação entre a razão (P/ETo) e a recarga mensal.....	102
Figura 5.44: Relação entre a diferença (P – ETo) e a recarga mensal.....	103
Figura 5.45: Hidrograma do escoamento superficial e de base em escala diária estimado pelo método de separação de escoamento intervalo fixo.....	105
Figura 5.46: Análise do escoamento superficial estimado com base em dados de precipitação in situ em comparação com dados registrados de escoamento superficial na estação fluviométrica Jardim	106
Figura 5.47: Comparação da evapotranspiração real.....	109
Figura 5.48: Avaliação das recargas mensais	111

LISTAS DE TABELAS

Tabela 3.1: Métodos de estimativa de recarga em regiões áridas, semiáridas e úmidas.....	10
Tabela 3.2: Descrição dos métodos de espacialização da precipitação.....	23
Tabela 3.3: Exemplos de satélites órbita LEO.....	37
Tabela 3.4: Exemplos de satélites órbita GEO.....	38
Tabela 3.5: Descrição dos instrumentos do TRMM.....	41
Tabela 3.6: Comparações de diferentes algoritmos de estimativa de evapotranspiração.....	42
Tabela 3.7: Estatísticas sobre porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , relacionado com a textura dos aquíferos.....	52
Tabela 4.1: Legenda expandida das litológicas presentes no mapa litológico da região de estudo	57
Tabela 4.2: Resumo dos produtos de precipitação por satélite usados neste trabalho.....	63
Tabela 4.3: Profundidade das raízes em função da textura.....	66
Tabela 4.4: Máximo armazenamento na zona de raízes.....	66
Tabela 4.5: Classificação da zona de raízes associada ao uso e ocupação do solo.....	67
Tabela 5.1: Precipitações <i>in situ</i> sobre a área de drenagem de estação fluviométrica Jardim (mm).....	76
Tabela 5.2: Evapotranspiração potencial <i>in situ</i> sobre a área de drenagem de Jardim (mm).....	77
Tabela 5.3: Escoamento superficial estimado empregando dados <i>in situ</i> (mm).....	78
Tabela 5.4: Infiltração estimada empregando dados <i>in situ</i> (mm).....	79
Tabela 5.5: Recarga estimada pelo método de balanço hídrico com dados <i>in situ</i> (mm).....	80
Tabela 5.6: Evapotranspiração real estimada empregando dados <i>in situ</i> (mm).....	82
Tabela 5.7: Resumo dos valores médios do balanço hídrico no solo empregando dados <i>in situ</i> de precipitação e evapotranspiração Potencial (mm) entre 2011/2012 a 2013/2014.....	83
Tabela 5.8: Escoamento superficial estimado empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm).....	91
Tabela 5.9: Infiltração estimada empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm).....	92
Tabela 5.10: Recarga estimada empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm).....	94
Tabela 5.11: Evapotranspiração real estimada empregando de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm).....	95
Tabela 5.12: Tabela resumo do balanço hídrico médio mensal (período out/2011 até set/2014) com precipitação via sensoriamento (mm).....	96
Tabela 5.13: Evapotranspiração real do SSEBop (mm).....	97
Tabela 5.14: Recarga pelo balanço hídrico simplificado (mm).....	98
Tabela 5.15: Balanço hídrico simplificado (mm).....	99
Tabela 5.16: Estimativa de recarga em escala anual pelo método VNA.....	100
Tabela 5.17: Recarga média pelo método da VNA (mm).....	101
Tabela 5.18: Dados de escoamento da estação fluviométrica de Jardim (mm).....	104
Tabela 5.19: Separação do escoamento em escala anual pelo método de separação de escoamento intervalo fixo.....	105
Tabela 5.20: Resultados das métricas de avaliação do escoamento superficial.....	106
Tabela 5.21: Médias dos escoamentos superficiais no período de out/2011 a set/2014 (mm).....	107

Tabela 5.22: Métricas de avaliação das médias mensais dos escoamentos superficiais.....	107
Tabela 5.23: Estimativas dos escoamentos superficiais por ano hidrológico (mm).....	107
Tabela 5.24: Métricas de comparação da evapotranspiração real.....	108
Tabela 5.25: Médias das evapotranspirações reais no período de out/2011 a set/2014 (mm).....	109
Tabela 5.26: Métricas de avaliação das médias mensais das evapotranspirações reais.....	110
Tabela 5.27: Estimativas das evapotranspirações reais médias por ano hidrológico (mm).....	110
Tabela 5.28: Métricas de avaliação das recargas mensais.....	111
Tabela 5.29: Médias mensais das recargas no período de out/2011 a set/2014 (mm).....	112
Tabela 5.30: Métricas de avaliação das recargas médias mensais (mm).....	112
Tabela 5.31: Estimativas da recarga média por ano hidrológico.....	112
Tabela 5.32: Razões entre as recargas e as precipitações anuais.....	115

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Área
ADF	Água Disponível em Função da Textura
AMRS-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
a_{pys}	Coefficiente depende do tipo de ventilação do buldo úmidos ventilados naturais
a_s	Frações de radiação extraterrestre que atingindo a terra em dias claros
BHS	Balanço Hídrico Simplificado
c	Fator de correção
CAD	Capacidade Máxima Disponível
CC	Capacidade de Campo
CN	<i>Curve Numer</i>
C_p	Calor específico
d	Distância entre (x, y) e a estação pluviométrica
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>
dT	Variação de temperatura
DUS	Déficit de Umidade do Solo
E	Campo elétrico
ea	Pressão de vapor real
EOS	<i>Earth Observing System</i>
es	Pressão de vapor saturado
ESC	Escoamento superficial
ET	Evapotranspiração
ETo	Evapotranspiração de referência
ETf	Fração da evapotranspiração
ETgw	Evapotranspiração da água subterrânea
ETP	Evapotranspiração potencial
ETR	Evapotranspiração real
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
Fa	Coefficiente do volume de infiltração
FAO	<i>Food and Agriculture Organization</i>
FAR	Falso alarme
fBIAS	Viés de frequência
G	Fluxo de calor
GEO	<i>Geostationary Orbit</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCC	Centro de Climatologia Global por Precipitação
H	Fluxo de calor sensível
Ia	Abstração inicial
IAF	Índice de Área Foliar
IDW	<i>Inverse Distance Weighting</i>
INF	Infiltração
I	Infiltração

IR	Infravermelho
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
K1	Ajuste constante comportamento normal
K2	Ajuste constante comportamento violento
KGE'	Coeficiente modificado Kling-Gupta
LEO	<i>Low Earth Orbit</i>
LP DAAC	Centro de Arquivo Ativo Distribuído de Processos Terrestres da NASA
M	Campos magnético
MEO	<i>Medium Earth Orbit</i>
Meteosat	<i>Meteorological Satellite</i>
METRIC	<i>Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration</i>
MODIS	<i>MODERate-resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MSG	<i>Meteosat Second Generation Satellites</i>
MTSAT	<i>Jananese Multifunctional Transport Satellites</i>
n	Número de observações
N	Duração real da luz solar
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NRCS	<i>National Resources Conservation Service</i>
P	Precipitação
PBIAS	Porcentagem do viés
Pe	Precipitação efetiva
PERSSIAN-CSS	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks – Cloud Classification System</i>
PM	Ponto de murcha permanente
POD	Probabilidade de detecção
PR	Profundidade das raízes
Pr	Pressão atmosférica
Q	Escoamento superficial
Q _{exp}	Exploração da água subterrânea
Q _{bf}	Escoamento de base
Q _{gw} ^{off}	Fluxo de saída da água subterrânea
Q _{gw} ^{on}	Fluxo de entrada da água subterrânea
r	Correlação de Pearson
R	Recarga
Ra	Radiação emitida pelo Sol atinge o topo da atmosfera terrestre
ra	Resistências aerodinâmicas
RHN	Rede Hidrometeorológica Nacional
RIMAS	Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas
RMSE	Erro quadrático médio
Rn	Balanço de radiação líquida
Rnl	Radiação de Ondas Longas
Rns	Radiação solar ou de ondas curtas líquida
Rs	Radiação solar
rs	Resistências de superfície

S	Umidade do solo
SEBAL	<i>Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI), Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SEBI	<i>Surface Energy Balance Index</i>
SEBS	<i>Surface Energy Balance System</i>
SEBS	<i>Surface Energy Balance Index (SEBI), Surface Energy Balance System</i>
SMM/I	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
Sr	Retenção específica
S-SEBI	<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
SSEBop	<i>Operational Simplified Surface Energy Balance</i>
SSMIS	<i>Special Sensor Microwave/Imager (SMM/I) e Special Sensor Microwave Imager-Sounder</i>
S _y	<i>Specific Yield</i> ou rendimento específico
T	Temperatura
T _{máxima}	Temperatura mínima
T _{med}	Temperatura média
T _{mínima}	Temperatura máxima
T _{ar}	Temperatura do ar
T _c	Temperatura fria
T _h	Temperatura quente
T _{kv}	Temperatura virtual
TMPA	Multi-satellite Precipitation Analysis
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
T _s	Temperatura fria
T _{sup}	Temperatura de superfície
TSM	<i>Two-Source Models</i>
TSM	<i>Two-Source Models</i>
UTC	<i>Universal Coordinated Time</i>
V _g	Vazios pelas forças gravitacionais
VIS	Visível
VNA	Variação de Nível Freático
V _s	Volume de vazio
V _t	Volume total de um solo ou rocha
V _v	Volume sólido do material
w _i	Fator de ponderação a utilizar no ponto
WTF	<i>Water Table Fluctuation</i>
x	Longitude
y	Latitude
z	Altitude
α	Peso
β	Viés
γ	Medida do erro de variabilidade
γ _{psy}	Constante psicométrica do instrumento
Δ	Representa a inclinação da relação de temperatura de pressão de vapor de saturação
ΔS _{gw}	Alteração do armazenamento subterrâneo

η	Porosidade total
η_e	<i>Effective porosity</i>
λ	Calor latente
μ_o	Média dos valores estimados por satélite
μ_s	Média do observado
σ_o	Desvio padrão do observado
σ_s	Desvio padrão da estimativa por satélite
S_{pr}	Máximo potencial de retenção
u_2	Velocidade do ar
Δh	Varição altura do nível d'água
Δt	Varição de tempo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	OBJETIVOS	22
2.1	OBJETIVO GERAL	22
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	22
3	REVISÃO DA LITERATURA	23
3.1	RECARGA.....	23
3.2	BALANÇO HÍDRICO NO SOLO.....	28
3.2.1	<i>Infiltração</i>	33
3.2.2	<i>Dados in situ: precipitação e evapotranspiração</i>	38
3.2.2.1	Precipitação	38
3.2.2.2	Evapotranspiração	42
3.2.2.3	Penman-Monteith	45
3.2.3	<i>Sensoriamento remoto: precipitação e evapotranspiração</i>	51
3.2.3.1	Produtos de precipitação por satélite	56
3.2.3.2	Evapotranspiração por sensoriamento remoto	60
3.3	MÉTODO DE VARIAÇÃO DO NÍVEL D' ÁGUA (VNA).....	67
4	METODOLOGIA	71
4.1	ÁREA DE ESTUDO	71
4.1.1	<i>Hidrogeologia</i>	72
4.1.2	<i>Rede de monitoramento</i>	75
4.2	ESTIMATIVA DA RECARGA PELO MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO	78
4.2.1	<i>Cálculo do escoamento superficial e da Infiltração</i>	82
4.2.2	<i>Estimativa do armazenamento máximo no solo</i>	84
4.3	ESTIMATIVA DA RECARGA PELO BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO	86
4.4	ESTIMATIVA DA RECARGA PELO MÉTODO VNA.....	87
4.5	AVALIAÇÃO DA ESTIMATIVA DE RECARGA	88
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	91
5.1	BALANÇO HÍDRICO NO SOLO	91
5.1.1	<i>Estimativa do armazenamento máximo no solo</i>	91
5.1.2	<i>Balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação e evapotranspiração potencial in situ</i>	94
5.1.2.1	Dados <i>in situ</i> : precipitação e evapotranspiração potencial	94
5.1.2.2	Infiltração baseada em dados de precipitação <i>in situ</i>	96
5.1.2.3	Recarga baseada no balanço hídrico com dados precipitação e evapotranspiração <i>in situ</i>	98
5.1.3	<i>Balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação via sensoriamento remoto e evapotranspiração in situ</i>	101
5.1.3.1	Produtos de precipitação originados do sensoriamento remoto	101
5.1.3.2	Infiltração baseada em dados de precipitação via sensoriamento remoto	109
5.1.3.3	Recarga baseado no balanço hídrico com dados do produto de precipitação TRMM3B42v7 e evapotranspiração potencial <i>in situ</i>	111
5.1.4	<i>Balanço hídrico simplificado</i>	114
5.1.4.1	Produto de evapotranspiração real originário de sensoriamento remoto: SSEBop	115
5.1.4.2	Escoamento superficial.....	116
5.1.4.3	Recarga pelo método balanço hídrico simplificado	116
5.2	ESTIMATIVA DA RECARGA: MÉTODO VNA.....	118
5.3	AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	121
5.3.1	<i>Avaliação da estimativa do escoamento superficial</i>	122
5.3.2	<i>Avaliação da evapotranspiração real</i>	126
5.3.3	<i>Avaliação da estimativa de recarga</i>	128
5.4	DISCUSSÕES.....	131
6	CONCLUSÕES	135

REFERÊNCIAS	137
APÊNDICES	144
APÊNDICE A: TABELA RESUMO DO BALANÇO HÍDRICO COM DADOS <i>IN SITU</i>	144
APÊNDICE B: MAPAS DE PRECIPITAÇÃO MENSAL <i>IN SITU</i> ELABORADOS PELO MÉTODO DE IDW	145
APÊNDICE C: MAPAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL PELO MÉTODO PENMAN-MONTEITH	149
APÊNDICE D: MAPAS DE RECARGA PROVENIENTES DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO UTILIZANDO DADOS DE PRECIPITAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL <i>IN SITU</i>	153
APÊNDICE E: EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL COM DADOS <i>IN SITU</i>	157
APÊNDICE F: ÍNDICES DE DESEMPENHOS DE PRODUTOS DE PRECIPITAÇÃO	161
APÊNDICE G: TABELA RESUMO DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO UTILIZANDO DADOS DE PRECIPITAÇÃO VIA SENSORIAMENTO REMOTO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL <i>IN SITU</i>	163
APÊNDICE H: MAPAS DE PRECIPITAÇÃO MENSAL DO PRODUTO DE PRECIPITAÇÃO TRMM3B42v7, OBTIDO VIA SENSORIAMENTO REMOTO	164
APÊNDICE I: MAPAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL SSEBOP	168
APÊNDICE J: MAPAS DE RECARGA BALANÇO HÍDRICO PELO MÉTODO DE THORNTHWAITE UTILIZANDO DADOS DE PRECIPITAÇÃO VIA SENSORIAMENTO REMOTO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO <i>IN SITU</i>	172
APÊNDICE K: TABELA RESUMO BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO	176
APÊNDICE L: MAPAS DE RECARGA MENSAL PELO BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO	177
APÊNDICE M: MÉTODO DE APROXIMAÇÃO CONVERGENTE	181
APÊNDICE N: RECARGA MENSAL PELO MÉTODO VNA DE CADA PIEZÔMETRO	183
ANEXOS	184
ANEXO A: FICHAS TÉCNICAS DOS PIEZÔMETROS: FAZENDA PASTO GRANDE, RIBEIRÃO FREITAS E FAZENDA LARANJEIRAS	184
ANEXO B: ÍNDICES DE DESEMPENHO CONTÍNUO	190
ANEXO C: ÍNDICES DE DESEMPENHO CATEGÓRICO	192

1 INTRODUÇÃO

As águas subterrâneas se encontram sob a superfície terrestre, preenchendo completamente os poros das rochas e dos sedimentos, correspondendo a 97% das águas doces e líquidas do planeta, segundo Feitosa *et al.* (2008). Os potenciais usos destas águas, em termos de qualidade, quantidade e localização, tornaram-nas uma fonte relevante no suprimento de demandas para uso humano, sendo vistas como um recurso de primordial importância para alavancar o desenvolvimento econômico e social e para garantir o abastecimento público tanto no Brasil como no mundo.

Segundo Hirata *et al.* (2019), o consumo de água subterrânea no Brasil encontra-se em nono lugar no *ranking* mundial, correspondendo a 24% no abastecimento agrícola, a 66% no abastecimento público e a 10% no abastecimento industrial. O abastecimento público representa o maior percentual, pois 52% dos municípios brasileiros são abastecidos com água subterrânea, sendo 36% em totalidade e 16% de forma parcial, segundo a Agência Nacional das Águas (ANA, 2010 *apud* HIRATA *et al.* 2019). Além disso, as águas subterrâneas atuam como reserva estratégica, havendo migração da demanda de águas superficiais para subterrâneas em situações de crise hídrica, como durante a estiagem no sudeste brasileiro entre 2013 e 2017, a qual resultou no aumento de emissões de outorgas de água subterrânea em 62% entre 2014 e 2015, de acordo com a ANA (2016 *apud* HIRATA *et al.*, 2019).

Apesar do potencial das águas subterrâneas em atender à demanda, seu uso excessivo e a má administração têm levado à superexploração e aos declínios dos seus níveis no Iêmen, na Índia, na China e no Paquistão, segundo relatos Botelho (2008). No Brasil, por exemplo, o aquífero cárstico na região do município de Sete Lagoas, em Minas Gérias, apresentou bruscas variações nas condições hidrodinâmicas pelo bombeamento excessivo, registrando rebaixamento de cerca de 20 a 30 metros de profundidade entre 2007 e 2012 e a ocorrência de subsidências, resultados do impacto acumulativo da captação da água subterrânea ao longo dos anos (BOTELHO, 2008).

Os distúrbios causados pela exploração excessiva e indiscriminada da água subterrânea são resultados do conhecimento ainda restrito sobre a sua capacidade de renovação em âmbito local e regional. Este conhecimento depende de estudos de modelagem hidrogeológica, cuja qualidade está relacionada à precisão e à representatividade das variáveis climáticas, hidrológicas e hidrogeológicas de uma localidade. Uma grande parcela das incertezas nestes

estudos está relacionada à taxa de recarga, principal mecanismo de reposição da água subterrânea (HEALY; SCANLON, 2010; SANFORD, 2002).

Segundo Scanlon, Healy e Cook (2002), não há um método universal para a quantificação da recarga. A seleção do método dependerá das informações disponíveis e dos critérios utilizados na sua concepção. As limitações financeiras e técnicas incentivaram o desenvolvimento de modelos indiretos e menos complexos para a estimativa da recarga.

Modelos que auxiliam bastante na estimativa da recarga média de uma bacia hidrográfica são os descritos em Charles *et al.* (1993) e Westenbroek *et al.* (2010), os quais se baseiam no balanço hídrico no solo desenvolvido por Thornthwaite e Mather (1955 e 1957). Westenbroek *et al.* (2010) calculam o balanço hídrico no solo em escala de tempo diária e Charles *et al.* (1993) trabalham em intervalos de tempo diários e mensais.

Charles *et al.* (1993) abordaram o balanço hídrico no solo de forma semidistribuída, estabelecendo regiões de influência da precipitação e da evapotranspiração baseada na localização das estações *in situ* em vez do valor médio destas variáveis na região de interesse. Contudo, as aplicações desta abordagem são comprometidas em regiões com falhas no monitoramento destas variáveis climáticas.

Frente a esta questão, a utilização de dados de sensoriamento remoto permite a obtenção da precipitação e da evapotranspiração em áreas pouco monitoradas e, em alguns casos, em intervalos de tempo menores que as estações *in situ*.

As estimativas de precipitação e evapotranspiração via sensoriamento remoto encontram-se em estágio robusto na ciência dos processos hidrológicos (KIDD, 2001; PRIGENT, 2010; LIOU; KAR, 2014; BECK *et al.*, 2019). Entretanto, o desafio está na assimilação e na validação dos dados de sensoriamento remoto em modelos, principalmente os voltados a estimativas de recarga, cuja aplicação concentra-se em modelos simplificados de balanço hídrico (LUCAS *et al.*, 2015; USMAN; LIEDL; KAVOUSI, 2015; MUNCH *et al.*, 2013; KHALAF; DONOGHUE, 2011).

A investigação do comportamento do método de balanço hídrico no solo utilizando dados de sensoriamento remoto pode contribuir na estimativa de recarga em áreas com deficiências no monitoramento. Sua validação depende essencialmente da comparação com um método de

referência. Este é comumente atribuído ao método de Variação do Nível d'Água (VNA), devido à simplicidade da estimativa das flutuações temporais das águas subterrâneas. Entretanto, o método é limitado a aquíferos livres e rasos (HEALY; COOK, 2002).

Do exposto, o trabalho visa observar o comportamento da recarga de um aquífero livre e raso, de forma espacial, como resíduo do balanço hídrico, aplicando o balanço hídrico no solo adaptado por Charles *et al.* (1993), com dados de precipitação e evapotranspiração *in situ* e, utilizando dados de precipitação por satélite conjuntamente com dados de evapotranspiração *in situ*. Além desses procedimentos, foi estimado o balanço hídrico com algumas modificações, empregando simultaneamente os produtos de precipitação e evapotranspiração obtidos via sensoriamento remoto. Os métodos foram aplicados na área de drenagem da estação fluviométrica de Jardim, inserida no Ribeirão Serra Azul, com aproximadamente 113km², sendo uma sub-bacia da bacia de ribeirão Juatuba, nos anos hidrológicos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014. A estimativa de recarga gerada por esses métodos é confrontada com as estimativas originadas por meio do método da VNA, no qual a recarga mensal é obtida a partir da agregação das estimativas por eventos de chuva/recarga dentro do mês.

Além da avaliação do uso dos produtos de sensoriamento remoto na estimativa da recarga, a importância deste trabalho está associada à estimativa da recarga em uma bacia na qual se encontra um dos reservatórios do sistema de abastecimentos da Região Metropolitana de Belo Horizonte (RMBH), o reservatório de Serra Azul. Ressalta-se que os modelos foram desenvolvidos em sistemas de informação geográfica e com o uso de scripts elaborados em Python para auxiliar no mapeamento e na interpretação dos sistemas de recarga. Este estudo também pode contribuir com os trabalhos de validação dos produtos obtidos via sensoriamento remoto, bem como representar o progresso das análises do grupo de pesquisa em sensoriamento remoto aplicado a recursos hídricos do Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Instituto de Geociências (SMARH/IGC) da UFMG.

2 OBJETIVOS

2.1 *Objetivo geral*

O objetivo geral desta pesquisa é avaliar o desempenho dos métodos de balanço hídrico (solo e simplificado) para estimativa da recarga de um aquífero livre e raso, utilizando informações *in situ* e de sensoriamento remoto (precipitação e evapotranspiração).

2.2 *Objetivos específicos*

Os objetivos específicos são:

- avaliar os produtos de precipitação por sensoriamento remoto na bacia do ribeirão Serra Azul;
- avaliar os resultados do escoamento superficial estimados empregando o método de ajuste assintótico para estimativa do CN do método CN/NRSC;
- comparar a evapotranspiração real calculada a partir do balanço hídrico no solo utilizando informações *in situ* e de sensoriamento remoto com as estimativas do SSEBop;
- avaliar as possíveis relações existentes entre a recarga mensal estimada pelo método da variação do nível d'água (VNA) e fatores climáticos, como por exemplo, a precipitação, a razão entre a precipitação e a evapotranspiração de referência (P/ET_0) e, a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração de referência ($P - ET_0$);
- avaliar os métodos do balanço hídrico no solo (com dados medidos *in situ* e os obtidos por meio do sensoriamento remoto), e do balanço hídrico simplificado na estimativa da recarga, utilizando como referência as calculadas pelo método da VNA.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 Recarga

Segundo Lerner *et al.* (1990 *apud* MISSTEAR 2000), a recarga natural pode ser definida como o fluxo de água através do solo, normalmente pela zona não saturada, que alcança o nível aquífero livre e se adiciona ao reservatório hídrico subterrâneo.

Há dois tipos principais de recarga: a direta e a indireta. Estas são visualizadas na Figura 3.1. A recarga direta ou difusa é a adição da água, advinda da infiltração, que percolou a zona não saturada até o aquífero livre. Já a recarga indireta ou concentrada é a adição da água por intermédio da infiltração na base dos corpos hídricos (HEALY; SCANLON, 2010).

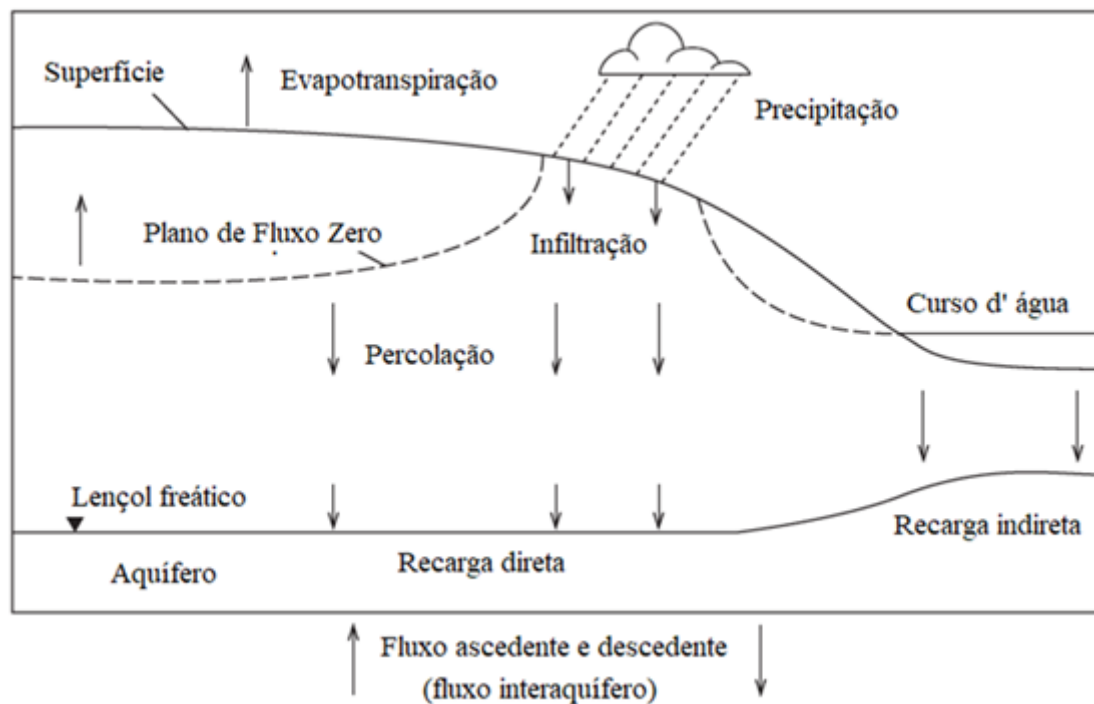


Figura 3.1: Representação esquemática da recarga direta e indireta

Fonte: Healy e Scanlon, 2010 (adaptado).

As regiões de recarga e descarga dos reservatórios hídricos subterrâneos são controladas pela topografia, que induz a posição e a forma do nível freático, e a estrutura geológica, que influencia no fluxo de água subterrânea por gravidade (FREEZE; CHERRY, 2017).

Hubbert (1940) e Tóth (1962; 1963) (*apud* FREEZE; CHERRY, 2017) desenvolveram a forma da rede de fluxo de água subterrânea como apresentada na Figura 3.2. Esta concepção é fruto

do esforço de conciliar a observação de campo com a teoria do potencial dos fluidos, apoiada em análises matemáticas. Nesta rede, o sentido de fluxo ocorre das terras altas em direção aos vales, como ilustra as linhas com seta da Figura 3.2. A simetria das linhas de fluxo cria fronteiras verticais. Estas fronteiras ou contornos imaginários são denominadas divisores de água subterrânea. Em sistemas simétricos, sua orientação é precisamente vertical, e os divisores topográficos coincidem com os divisores de água subterrânea. Entretanto, em ambientes topográficos e hidrogeológicos mais complexos, essas propriedades podem ser perdidas.

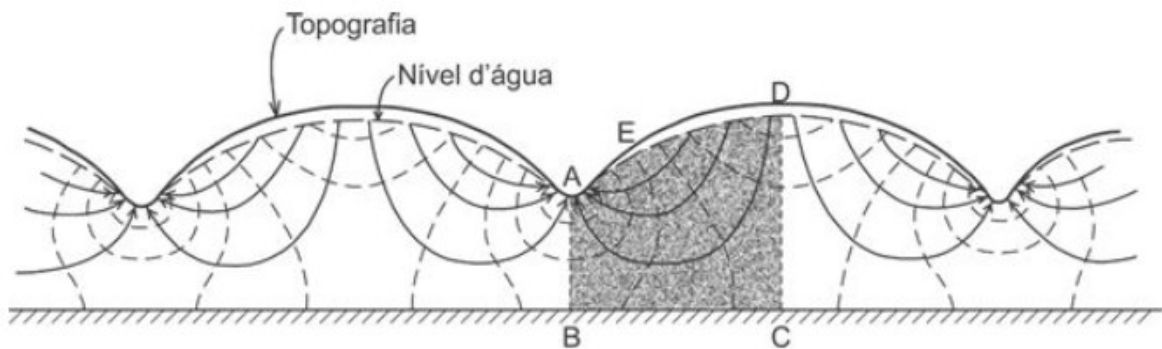


Figura 3.2: Rede de fluxo de água subterrânea em uma seção transversal vertical bidimensional através de um sistema isotrópico homogêneo limitado no fundo por um contorno impermeável

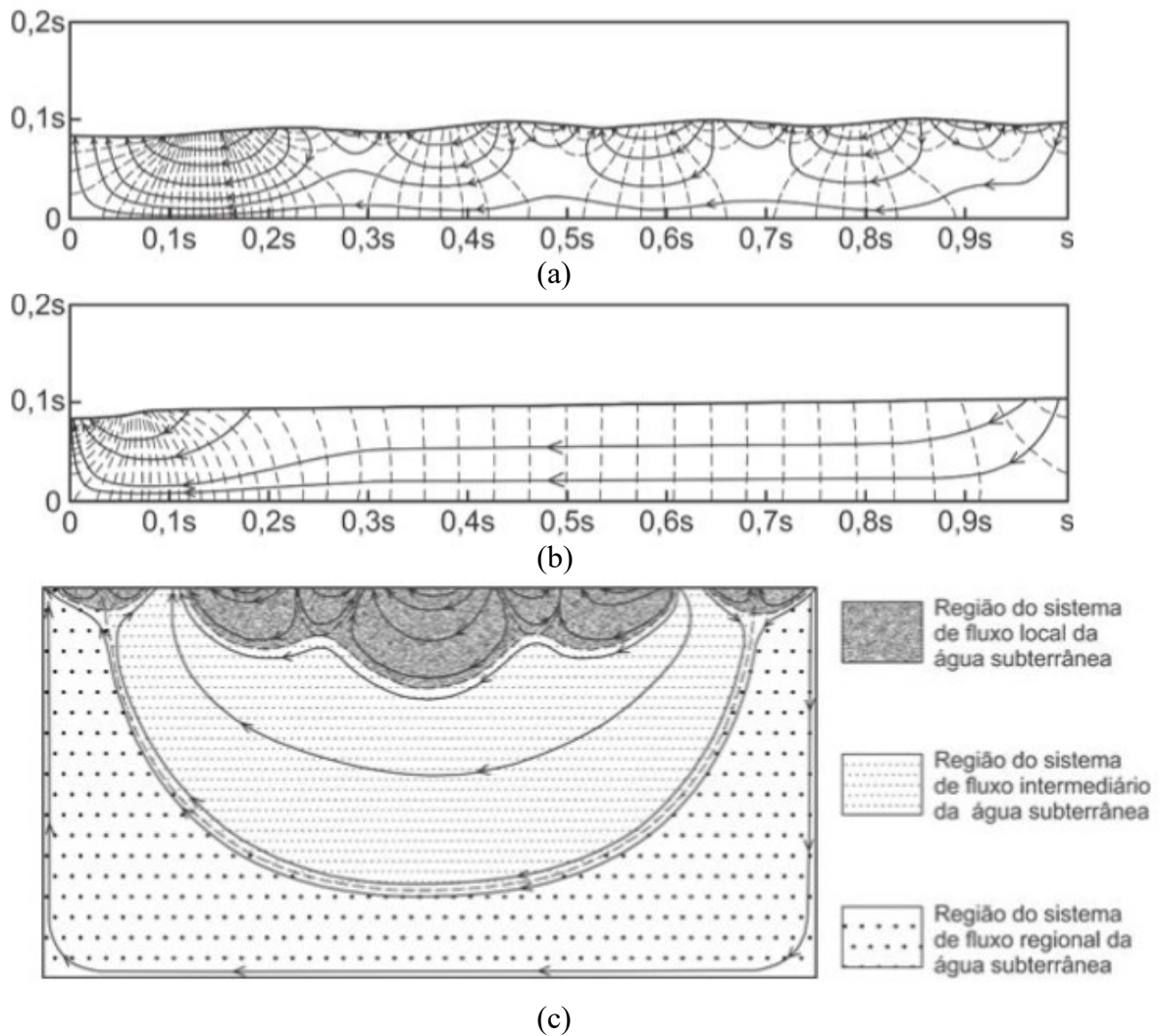
Fonte: Freeze e Cherry, 2017.

Conforme o fluxo representado na Figura 3.2, a recarga ocorre em terras altas, que posteriormente ressurgem no fundo de vales. A ressurgência da água subterrânea é denominada descarga. Em geral, as áreas de descarga constituem apenas 5-30% da área de superfície de uma bacia hidrográfica (FREEZE; CHERRY, 2017).

As linhas de fluxo do modelo desenvolvido por Hubbert (1940) e Tóth (1962, 1963) (*apud* Freeze e Cherry, 2017) podem ser alteradas devido ao efeito da topografia e da geologia.

A topografia influencia o número de subsistemas dentro do sistema de fluxo principal, como em casos de regiões montanhosas, Figura 3.3.(a). A topografia de planalto, Figura 3.3.(b), reproduz o sistema de fluxo único com nível freático uniforme de tal forma que todo o planalto é uma área de recarga.

Os sistemas de fluxo das águas subterrâneas podem ser locais, intermediários ou regionais, conforme Figura 3.3.(c). Geralmente, sistemas regionais se desenvolvem onde o relevo local é insignificante, enquanto os sistemas locais se desenvolvem em relevo local pronunciado.

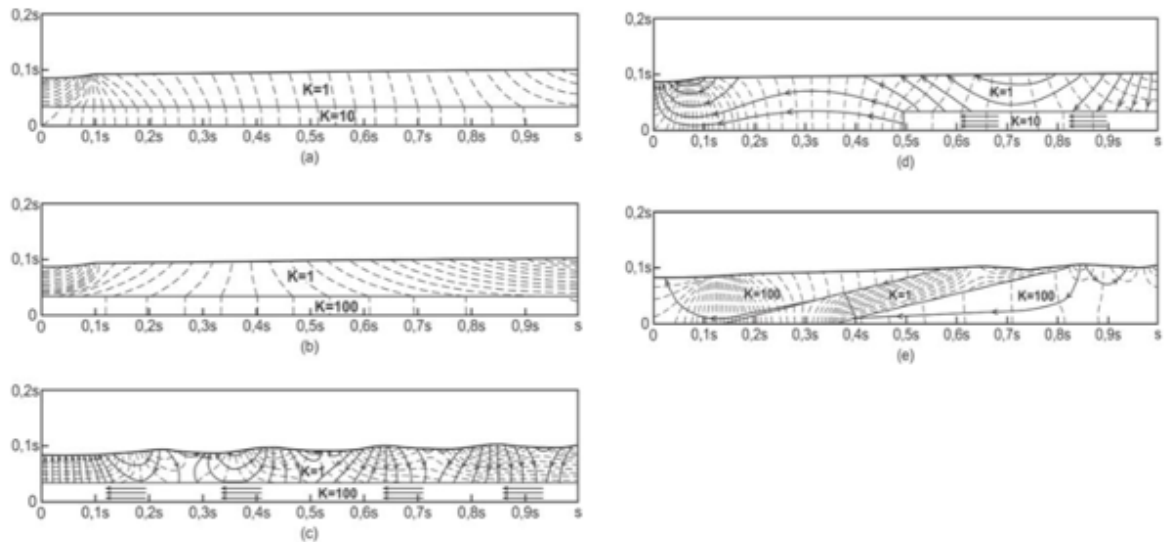


Legenda: (a) Efeito da topografia montanhosa nos padrões regionais de fluxo de água subterrânea. (b) Efeito da topografia plana nos padrões regionais de fluxo de água subterrânea. (c) Sistemas locais, intermediários e regionais de fluxo de água subterrânea.

Figura 3.3: Efeitos da topografia nos padrões regionais de fluxo de água subterrânea

Fonte: Freeze e Cherry, 2017.

As estruturas geológicas permitem a interrupção ou a continuidade do fluxo de água subterrânea em seu meio devido à interação de diferentes índices de permeabilidade, conforme exemplificado na Figura 3.4.



Legenda: (a) ilustra o efeito da introdução de uma camada em profundidade com uma permeabilidade de 10 vezes maior do que a camada superior; (b) ilustra como os gradientes verticais no aquífero sobrejacente aumentam e os gradientes horizontais no aquífero decrescem; (c) ilustra a presença de um aquífero basal, o qual cria uma rodovia para o fluxo que passa sob os sistemas sobrepostos locais; (d) ilustra a presença de um aquífero basal parcial na metade a montante da área da bacia, que seu final comina em uma região de descarga, com declive superficial uniforme, planalto; (e) complexo sistema geológico e topográfico, em que as duas linhas de fluxo ilustram como a diferença de apenas alguns metros no ponto de recarga pode fazer a diferença entre a entrada de água em um sistema local menor ou em um sistema regional importante.

Figura 3.4: Efeitos da geologia padrões regionais de fluxo de água subterrânea

Fonte: Freeze e Cherry, 2017.

As taxas de recarga e descarga dos reservatórios hídricos subterrâneos podem ser compreendidas como volumes de entrada e saída em uma unidade de tempo. O balanço entre essas taxas resulta nas flutuações da água subterrânea, as quais são representadas pela Equação (3.1) e ilustradas na Figura 3.5 (FITTS, 2015; SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

$$\boxed{\text{Entradas}[Q_{on}^{gw} + R] - \text{Saídas}[Q_{bf} + ET^{gw} + Q_{off}^{gw} + Q_{exp}] = \Delta S^{gw} / \Delta t} \quad (3.1)$$

na qual:

Q_{on}^{gw} = fluxo subterrâneo de entrada, expressa em altura equivalente, mm.

R = recarga, expressa em altura equivalente, mm

Q_{bf} = vazão do fluxo de base, expressa em altura equivalente, mm

ET^{gw} = evapotranspiração da água subterrânea, expressa em altura equivalente, mm

Q_{off}^{gw} = fluxo de saída da água subterrânea, expressa em altura equivalente, mm

Q_{exp} = vazão exploração da água subterrânea por meios antrópicos, expressa em altura equivalente, mm

ΔS^{gw} = variação de volume armazenado na zona saturada, expressa em altura equivalente, mm

Δt = variação de tempo, dias, semanas, meses ou anos.

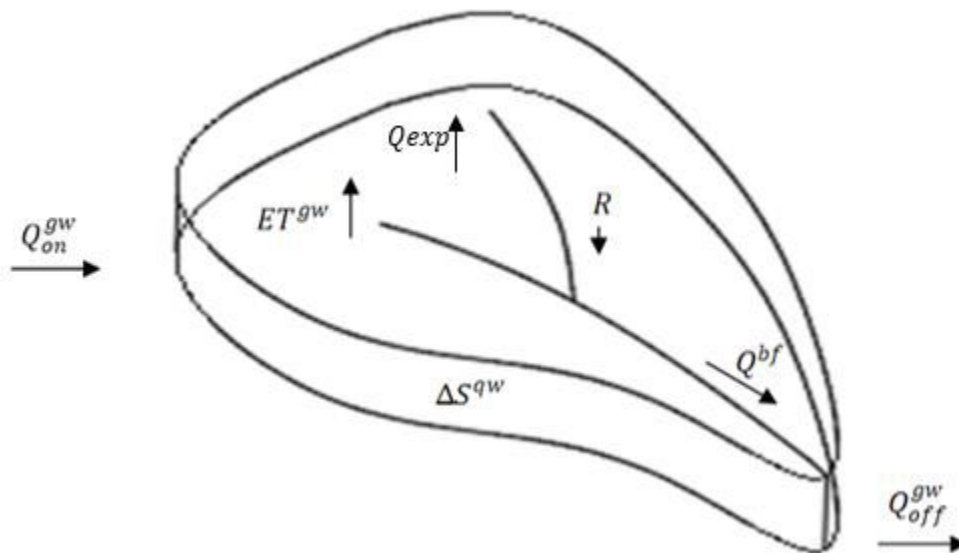


Figura 3.5: Balanço hídrico na zona saturada do solo

Fonte: Fitts, 2015 (adaptado).

Os métodos de estimativa de recarga reportados por Scanlon, Healy e Cook (2002) podem ser reunidos em três grupos, conforme a origem da base de dados (superficial; zona não saturada; e zona saturada) e classificação climática, conforme a Tabela 3.1. Assim, os métodos mais adequados a serem aplicados são determinados pela disponibilidade de dados para a estimativa de recarga, juntamente com a característica climática, conforme Tabela 3.1, e pelas escalas de espaço e de tempo a que se refere o estudo.

Atualmente, o uso de modelos regionais de águas subterrâneas para estudos hidrogeológicos tem demandado dados distribuídos espacialmente, incluindo valores de recarga (USMAN; LIEDL; KAVOUSI, 2015). Entretanto, a estimativa de recarga distribuída espacialmente ainda é um desafio, principalmente devido ao fato dos métodos listados na Tabela 3.1 serem em maioria de medidas pontuais. Uma alternativa é a utilização de dados de sensoriamento remoto com diferentes resoluções espaciais, compondo elementos do método de balanço hídrico, cuja interação resulta na recarga, como nos trabalhos de Coelho *et al.* (2017), Usman, Liedl e Kavousi (2015), Lucas *et al.* (2015), Munch *et al.* (2013) e Khalaf e Donoghue (2011).

Lucas *et al.* (2015), Usman, Liedl e Kavousi (2015), Munch *et al.* (2013) e Khalaf e Donoghue (2011) utilizaram a simplificação do balanço hídrico, no qual a recarga é igual à precipitação menos a evapotranspiração, pelo fato, das áreas de estudos estarem inseridas em regiões áridas, semiáridas ou com solos arenosos e/ou topografia plana, limitando-se, assim, as duas variáveis. Diferentemente dos autores anteriores, estudando uma região semiárida, Coelho *et al.* (2017)

consideraram o escoamento superficial na solução do balanço hídrico para estimativa da recarga.

Tabela 3.1: Métodos de estimativa de recarga em regiões áridas, semiáridas e úmidas

Zona hidrológica	Técnicas	
	Clima árido e semiárido	Clima úmido
água superficial	Balanço hídrico na calha do curso d'água	Balanço hídrico na calha do curso d'água
	<i>Seepage meters</i> (medidor de infiltração em corpos d'água)	<i>Seepage meters</i> (medidor de infiltração em corpos d'água)
	Traçadores de calor	Fluxo de base
	Traçadores isotópicos	Traçadores isotópicos
	Modelo de balanço hídrico na bacia hidrográfica	Modelo de balanço hídrico na bacia hidrográfica
zona não saturada	Lisímetros	Lisímetros
	Plano de fluxo zero	Plano de fluxo zero
	Lei de Darcy	Lei de Darcy
	Traçadores (históricos ^{36}Cl , ^3H)	Traçadores (aplicados)
	Modelo numérico	Modelo numérico
zona saturada	-	Varição de Nível d' Água (VNA)
	-	Lei de Darcy
	Traçadores [históricos (CFCl_3 , $^3\text{H}/^3\text{He}$) e ambientais (Cl , ^{14}C)]	Traçadores [históricos (CFCl_3 , $^3\text{H}/^3\text{He}$)]
	Modelo numérico	Modelo numérico

Fonte: Scanlon, Healy e Cook, 2002.

Coelho *et al.* (2017), Lucas *et al.* (2015) e Usman, Liedl e Kavousi (2015) utilizaram o método de Variação de Nível d'Água (VNA) para avaliar a confiabilidade do método de balanço hídrico por sensoriamento remoto.

3.2 Balanço Hídrico no solo

O balanço hídrico é um dos métodos de estimativa da recarga quando se dispõe de dados sobre as águas superficiais. O cálculo do balanço hídrico no solo é efetuado considerando as relações entre a umidade do solo e as outras variáveis hidrológicas, ou seja, precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial.

Alguns modelos se baseiam no balanço hídrico no solo desenvolvido por Thornthwaite (1955) e Thornthwaite e Mather (1957 *apud* PEREIRA, 2005). Estes autores descreveram as relações de umidade do solo com os componentes do balanço hídrico mediante gráficos e tabelas, que auxiliavam as equações do balanço hídrico climático, pois, na época, a capacidade computacional era restrita. Posteriormente, Mendonça (1958 *apud* PEREIRA 2005) utilizou o cálculo diferencial e integral para propor a uma simplificação do método Thornthwaite, no qual todas as tabelas e gráficos poderiam ser substituídas por uma equação adimensional de umidade do solo. Posteriormente esta equação foi sendo modificada. Dentre as simplificações existentes, tem-se a de Charles *et al.* (1993), a qual será descrita neste item.

O balanço hídrico no solo fundamentado no método de Thornthwaite é convencionalmente operado de forma concentrada, entretanto a sua espacialização é recomendada e descrita por Charles *et al.* (1993) e Westenbroek *et al.* (2010).

Na realização do balanço hídrico no solo é necessário definir a Capacidade Máxima Disponível (CAD), conhecido também como armazenamento máximo na zona de raízes (S_{max}). Segundo Neto (1989), o S_{max} ou CAD representa a quantidade de água que o solo comporta na sua profundidade efetiva ou equivalente a 80% do comprimento do sistema radicular das plantas, sendo determinada pelo intervalo entre a Capacidade de Campo (CC) e o Ponto de Murcha (PM). Estes componentes são visualizados na Figura 3.6.

A Capacidade de Campo (CC) é a quantidade de água ou umidade mantida após a água gravitacional ser drenada. Logo depois do solo atingir a CC, o nível da umidade resultante é referente a evaporação da água no solo e à ação de pressão negativa exercida pelas plantas, cujo limite de sucção é denominado como ponto de murcha permanente ou simplesmente PM (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

O processo descrito anteriormente é observado após a ocorrência de um evento de precipitação, quando o solo entra em condição de CC, decorridas algumas horas ou dias, e as plantas retiram, em determinado intervalo de tempo, a água do solo, vencendo, então, o potencial matricial (sucção), que é cada vez menor à medida que a umidade do solo vai diminuindo até o PM, conforme Figura 3.6 (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Conseqüentemente, a água gravitacional no método de Thornthwaite representa a quantidade de água que pode atingir o nível do aquífero livre, recarregando-o. Assim, o método estabelece

a hipótese que a recarga é iniciada quando o teor de umidade do solo atinge a Capacidade Máxima Disponível, *CAD*. De forma análoga, a recarga começa quando o Déficit de Umidade do Solo (DUS_i), diferença entre a *CAD* e o teor de umidade do solo (S_i), em um determinado instante de tempo, conforme Equação (3.2), for igual a zero (FEITOSA *et al.*, 2008).

$$DUS_i = CAD - S_i \quad (3.2)$$

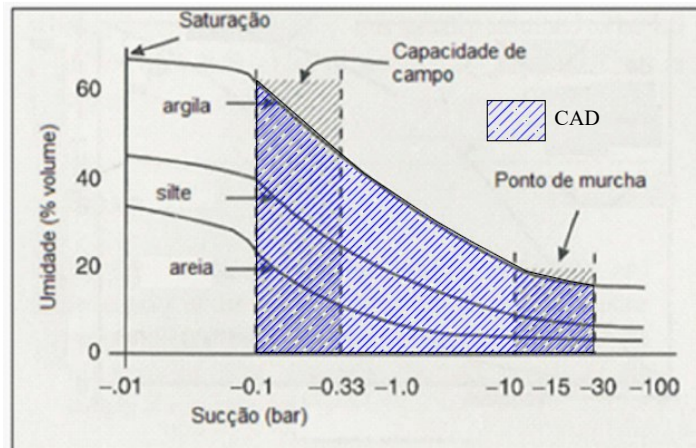


Figura 3.6: Exemplos do comportamento da curva de retenção com diferentes texturas de solo

Fonte: Collischonn e Dornelles, 2015.

No balanço hídrico no solo a Recarga (R) mensal ocorrerá quando a Infiltração mensal (INF_i), calculada pela diferença entre a precipitação e o escoamento superficial ($INF_i = P_i - ES_i$), for igual ou maior que evapotranspiração potencial mensal (ETP_i), ($INF_i \geq ETP_i$), e quando o teor de umidade do solo no respectivo mês (S_i) for igual à S_{max} , ($S_i = S_{max}$). Quando alguma das duas condicionantes acima for falsa, a recarga para o mês será igual a 0. E quando as condicionantes forem verdadeiras, a Recarga (R) é estimada mensalmente pela Equação (3.3).

$$R = (INF_i - ETP_i) - (S_{max} - S_{i-1}) \quad (3.3)$$

A variação da umidade do solo entre dois intervalos de tempo é equacionada considerando duas situações diferentes: (1ª) quando ($INF_i < ETP_i$) ou (2ª) quando ($INF_i \geq ETP_i$).

Na primeira situação, quando a infiltração é menor que a evapotranspiração potencial no mês, ($INF_i < ETP_i$), o armazenamento de umidade no solo é estimado pela Equação (3.4).

$$S_i = (S_{i-1})e^{\left(\frac{-(ETP_i - INF_i)}{S_{max}}\right)} \quad (3.4)$$

No segundo cenário, quando a infiltração é maior ou igual a evapotranspiração potencial no mês, ($INF_i \geq ETP_i$), o armazenamento de umidade no solo é calculado pela Equação (3.5).

$$S_i = \min[(INF_i - ETP_i) + S_{i-1}, S_{max}] \quad (3.5)$$

Quando há adição de água no solo, a umidade pode atingir o S_{max} . É importante ressaltar que o armazenamento de umidade no solo não pode exceder o S_{max} , limite imposto pelo método. Portanto, a umidade acima S_{max} , teoricamente, pode ser contabilizada como excesso de água no solo que será drenada para o aquífero livre, conforme Equação (3.3), ou seja, recarga.

Neto (1989) comenta que no último mês do período chuvoso o armazenamento de umidade no solo, S_i , será igual ao S_{max} , pois se considera que é válida a condição ($INF_i \geq ETP_i$) há alguns meses. Dessa forma, supõe-se que o solo esteja com sua capacidade de retenção de umidade completamente satisfeita no final período chuvoso. Esta hipótese auxilia a aplicação do método, pois este necessita da umidade do mês antecedente para modelar a umidade do solo no mês subsequente, conforme Equação (3.4) e Equação (3.5). Assim é recomendado que se inicie o método logo após o final do período úmido e considere que a umidade do mês antecedente é igual ao S_{max} .

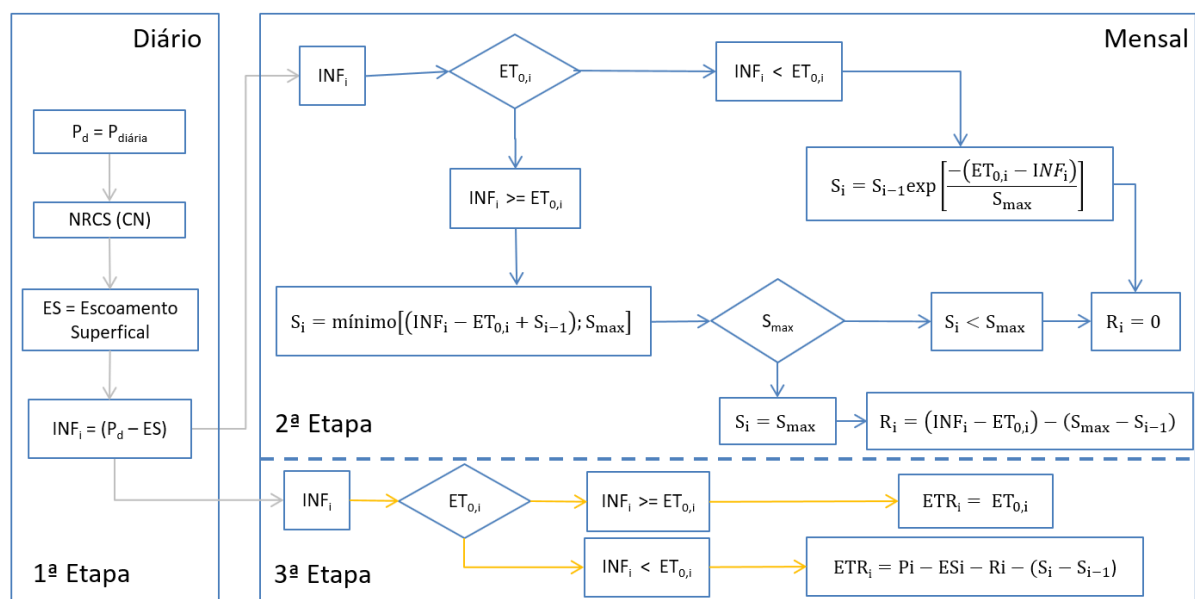
Ressalta-se que o método de balanço hídrico no solo permite simular a evapotranspiração real (ETR_i). A evapotranspiração potencial, ETP_i , é o processo de transferência da água do solo para a atmosfera quando não há deficiência de umidade. Neste trabalho a evapotranspiração potencial foi aproximada pela evapotranspiração de referência, ETo_i . Se a infiltração é menor que a evapotranspiração potencial, ($INF_i < ETP_i$), há déficit de umidade no ambiente, assim a ETR_i será menor do que a ETP_i por não haver disponibilidade hídrica para ocorrer a evapotranspiração a nível potencial. Na condição de $INF_i < ETP_i$, a evapotranspiração real é calculada pela Equação (3.6).

$$ETR_i = P_i - ES_i - R_i - (S_i - S_{i-1}) \quad (3.6)$$

Entretanto, se $INF_i \geq ETP_i$, há umidade suficiente no ambiente e a evapotranspiração real, ETR_i , será igual a potencial, ETP_i .

A infiltração, INF_i , necessária para aplicação do método é estimada em escala diária pela diferença entre a precipitação e o escoamento superficial, ($INF_i = P_i - ES_i$). Posteriormente os dados diários são acumulados mensalmente para estimar a recarga. O escoamento superficial, ES_i , é calculado empregando o método baseado no *Curve Number* do *National Resources Conservation Service (CN/NRSC)*, o qual será descrito no item 3.2.1.

O fluxograma na Figura 3.7 descreve a aplicação do método do balanço hídrico de acordo com as recomendações de Charles *et al.* (1993). A 1ª etapa do fluxograma apresenta os passos necessários para a obtenção da infiltração diária. Após o cálculo da infiltração mensal, INF_i , inicia-se a 2ª etapa do fluxograma que ilustra a estimativa da recarga, R_i . A 3ª etapa do fluxograma, também mensal, apresenta o cálculo da evapotranspiração real, ETR_i .



Subscrito "i" = Mês; NRCS (CN) = escoamento superficial - método SCS de 1972, atual Natural Resources Conservation Service; INF = Infiltração; ET_0 = Evapotranspiração de referência; S = Armazenamento no solo; S_{max} = Máximo armazenamento na zona das raízes; ETR = Evapotranspiração real; Pd = precipitação diária;

Figura 3.7: Fluxograma da aplicação do Método de Thornthwaite

Fonte: elaborada pelo autor.

No Brasil, o balanço hídrico do solo foi aplicado por Neto (1989), Camargo e Camargo (1993), Bertol *et al.* (2006), Albuquerque *et al.* (2015). Entretanto, os presentes autores utilizaram o método na forma discreta nas bacias estudadas, não seguindo uma metodologia que gere a recarga distribuída ou semidistribuída no espaço.

Galvão, Hirata e Conicelli (2018) utilizaram o método de Thornthwaite para estimar a recarga de forma distribuída com os dados de estações *in situ*. Empregaram o coeficiente de escoamento superficial (função da declividade do terreno, tipo de solo e uso e ocupação) para estimar o escoamento superficial e, em seguida, a infiltração. O estudo estabeleceu diferentes zonas potenciais de recarga para área de proteção ambiental Santa Helena, localizada em Sete Lagoas, Minas Gerais. O trabalho demonstrou a aplicabilidade do método, entretanto, não validou as estimativas.

Procurando aprofundar os conhecimentos sobre o balanço hídrico no solo proposto por Charles *et al.* (1993), o qual será empregado neste estudo, nos próximos subitens desta revisão serão descritos com mais detalhes a infiltração determinada a partir da diferença entre a precipitação e o escoamento superficial. Sendo que o escoamento superficial é calculado baseado no método do *Curve Number* do *National Resources Conservation Service* (CN/NRSC). Além disso, como se pretende avaliar a estimativa da recarga empregando dados coletados de diferentes maneiras, também serão apresentadas descrições mais aprofundadas sobre os dados de precipitação e evapotranspiração obtidos tanto *in situ* como por sensoriamento remoto.

3.2.1 Infiltração

Na estimativa da parcela da precipitação que infiltra espacialmente, calculada a partir da diferença entre a precipitação e o escoamento superficial, Charles *et al.* (1993) sugerem o método do *Curve Number* do *National Resources Conservation Service* (CN/NRSC) para determinação do escoamento superficial. No Brasil, este método é tradicionalmente utilizado como modelo de transformação chuva-vazão em bacias inferiores a 250 km² e sua popularidade é consequência da sua praticidade e simplicidade (CUNHA *et al.*, 2015; PONCE; HAWKINS, 1996).

Segundo o Capítulo 10 do *Part 630 Hydrology National Engineering Handbook*, o método do *CN/NRSC* assume que, em uma dada bacia hidrográfica, ao longo da duração de um episódio de precipitação, a razão entre o volume de escoamento direto, conhecido como precipitação efetiva (P_e), e o volume total de chuva (P) deduzido da abstração inicial (I_a), é igual a razão entre do volume de infiltração (F_a) acumulada desde o início do escoamento superficial até aquele instante, e o volume máximo potencial de retenção (S_{pr}). Esta igualdade está apresentada na Equação (3.7).

$$\frac{Fa}{S_{pr}} = \frac{Pe}{P - I_a} \quad (3.7)$$

A perda inicial ou abstrações iniciais (I_a) consistem principalmente na interceptação, infiltração incipiente a partir do início da chuva e armazenamento superficial. Somente haverá escoamento quando a precipitação for superior a I_a . O método do *CN/NRSC* calcula I_a baseado na Equação (3.8), onde o valor de λ é fixado como 0,2.

$$I_a = \lambda S_{pr} \quad (3.8)$$

O balanço das variáveis envolvidas (P, I_a, Fa e Pe) resulta na Equação (3.9). A infiltração acumulada desde o início do escoamento superficial, Fa , também pode ser estimada pela Equação (3.9)

$$P = I_a + Fa + Pe \Rightarrow Fa = P - Pe - I_a \quad (3.9)$$

Isolando Fa na Equação (3.7) e substituindo na Equação (3.9) obtém-se, após simplificações algébricas, a Equação (3.10). Esta é a equação do método *CN/NRSC* para estimar a precipitação efetiva, ou seja, o volume de escoamento superficial.

$$\begin{aligned} Pe &= \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S_{pr}} && \text{se } P > I_a \\ Pe &= 0 && \text{se } P \leq I_a \end{aligned} \quad (3.10)$$

A S_{pr} é uma medida de resposta hidrológica da bacia e está relacionada com as características de textura do solo, do seu uso e cobertura e umidade antecedente. Esta variável deriva de um índice denominado *Curve Number* (CN), o qual varia de 0 a 100, correspondendo a $S_{pr} = \infty$ e $S_{pr} = 0$, respectivamente. O cálculo de S_{pr} pode ser efetuado pela Equação (3.11).

$$S_{pr} = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3.11)$$

O Capítulo 9 do *Part 630 Hydrology National Engineering Handbook* fornece tabelas e valores de CN em função do uso e cobertura do solo, da classificação hidrológica do solo e da condição antecedente de umidade. Os valores encontrados nestas tabelas vêm sendo aplicados em diversas bacias dos EUA e do mundo, entretanto, pelo fato de o método ter sido desenvolvido utilizando dados de uma região restrita, é recomendado cautela no uso destes valores em outras regiões climáticas e geográficas (CUNHA *et al.*, 2015).

Após determinar a precipitação efetiva (Pe) é possível estimar a infiltração no solo (INF), por meio da Equação (3.12)

$$\begin{aligned} INF &= P - Pe, & \text{se } P > Ia \\ \\ INF &= P, & \text{se } P \leq Ia \end{aligned} \quad (3.12)$$

Em resumo, Ponce e Hawkins (1996) apresentam as seguintes vantagens da aplicação do método:

1. O método é simples, previsível e estável para estimar a lâmina d'água de escoamento direto com base nos eventos de precipitações, com suporte de dados empíricos;
2. O método depende de apenas um parâmetro, o número CN;
3. É um método bem estabelecido, tendo sido amplamente aceito para uso nos Estados Unidos e outros países.

Algumas das desvantagens indicadas por Cunha *et al.* (2015) e Ponce e Hawkins (1996) estão descritas abaixo:

1. O método foi originalmente desenvolvido com dados regionais, principalmente do centro-oeste dos Estados Unidos, e, desde então, tem sido aplicado na prática em todos os Estados Unidos e outros países;

2. O método é muito sensível à escolha do CN e faltam diretrizes claras sobre como variar a condição antecedente de umidade;
3. A adoção de uma proporção fixa para as abstrações iniciais, $Ia = 0,20$, não é válida para todas as regiões;
4. Não é reconhecida a amplitude de períodos de retorno associados às cheias empregadas para os valores de CN, portanto não se sabe até quais magnitudes o modelo é aplicável;
5. Quando comparado com a teoria da infiltração, o comportamento temporal da curva de infiltração do método não possui sentido físico. Pois, no método, quando a intensidade da precipitação aumenta, a taxa de infiltração aumenta proporcionalmente.

As críticas e reparos ao modelo *CN/NRSC*, ao longo dos anos, proporcionaram o aparecimento de propostas de alterações da formulação original, como a do método de calibração do CN recomendado por Hawkins (1993), conhecido como Método de Ajuste Assintótico. Este método demonstrou melhorar as estimativas de precipitação efetiva nos trabalhos de Cunha *et al.* (2015) na sub-bacia de Juatuba, Minas Gerais, e de Ryu *et al.* (2016) em duas sub-bacias na Coreia do Sul.

O Método de Ajuste Assintótico baseia-se no pressuposto que as frequências de recorrência de um determinado evento de precipitação espelham os volumes escoados superficialmente na mesma frequência de recorrência. Este conceito já é aplicável de forma subjetiva na utilização mais comum do método *CN/NRCS*, pois admite-se que o tempo de retorno do volume escoado superficialmente será o mesmo da precipitação, P , quando se utiliza a Equação (3.9). Hawkins (1993) tratou os dados observados de precipitação e escoamento superficial separadamente, e em seguida, os classificou em pares $P:Q$ de mesma frequência (período de retorno). Os valores de CN correspondentes a relação $P:Q$ foram calculados pela Equação (3.13) ou de forma direta pela Equação (3.14). Assim, foi possível estabelecer de forma secundária a relação entre o CN e o volume precipitado.

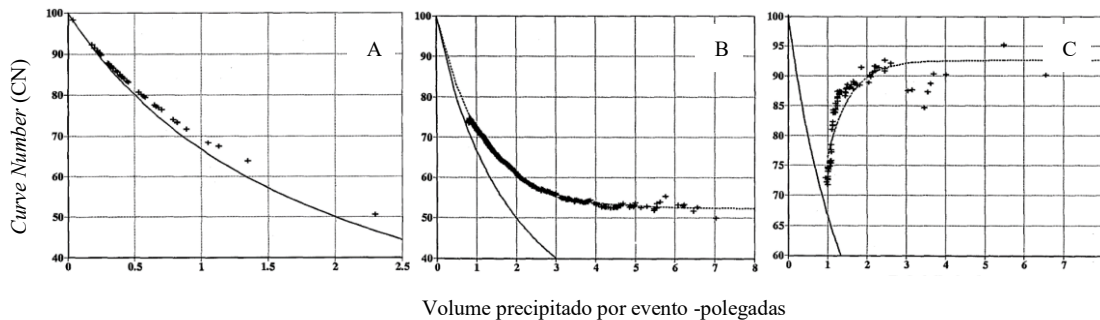
$$S_{pr} = 5 \left[P + 2Q - \sqrt{4Q^2 + 5PQ} \right] \quad (3.13)$$

$$CN = 25400/254 + 5 \left[P + 2Q - \sqrt{4Q^2 + 5PQ} \right] \quad (3.14)$$

Ao plotar os valores de CN e volumes escoados em um gráfico, Hawkins (1993) observou três comportamentos. O primeiro, a variação do valor de CN com a precipitação apresenta comportamento complacente, conforme Figura 3.8 (A), no qual o CN observado declina constantemente com o aumento do volume precipitado pelo evento, e não há evidência da tendência alcançar um valor estável.

No segundo, a variação do valor de CN com a precipitação apresenta comportamento considerado padrão, conforme Figura 3.8 (B), o qual o CN observado declina com o aumento do volume precipitado pelo evento, como na situação complacente. No entanto, no comportamento padrão, os CNs se aproximam e/ou mantêm um valor quase constante com volumes precipitados cada vez maiores.

No terceiro, a variação do valor de CN com a precipitação apresenta comportamento violento, conforme Figura 3.8 (C), em que a característica distintiva é que os CNs observados aumentam repentinamente com o aumento do volume precipitado por evento e se aproximam assintoticamente de um valor constante aparente.



Legenda: (A) 1º variação: comportamento complacente; (B) 2º variação: comportamento padrão; e (C) 3º variação: comportamento violento.

Figura 3.8: Comportamento do CN observado com a precipitação

Fonte: Hawkins, 1993.

Aplicando o método dos mínimos quadrados, Hawkins (1993) ajustou equações que calculam o valor de CN em função da precipitação para os diferentes comportamentos. O mesmo autor descreveu o comportamento padrão com a Equação (3.15) e o comportamento violento com a Equação (3.16). Assim, a partir de dados precipitação e escoamento superficial observados é

possível estabelecer o comportamento da variável CN em função dos volumes precipitados para uma determinada bacia.

$$CN(P) = CN_{\infty} + (100 - CN_{\infty}) \exp(-K_1 P) \quad (3.15)$$

$$CN(P) = CN_{\infty} [1 - \exp(-K_2 P)] \quad (3.16)$$

na qual:

$CN(P)$ = cuver number em função do volume precipitado

CN_{∞} = cuver number assintótico, ou seja, o CN em estado estacionário à medida que P aumenta

K_1 = parâmetro de ajuste para o comportamento padrão

K_2 = parâmetro de ajuste comportamento violento

P = volume precipitado

A aplicação do cálculo do balanço hídrico no solo como efetuado por Charles *et al.* (1993) emprega dados de precipitação e evapotranspiração para estimativa do escoamento superficial. Neste estudo propõe-se utilizar estes dados a partir de medições *in situ* e estimados por sensoriamento remoto. Assim sendo, os dois próximos itens farão uma descrição resumida da obtenção destes dados em estações *in situ* e por sensoriamento remoto.

3.2.2 Dados *in situ*: precipitação e evapotranspiração

3.2.2.1 Precipitação

A água presente na atmosfera que atinge a superfície na forma de chuva, granizo, neve, neblina é denominada precipitação. No Brasil, as estações pluviométricas contêm convencionalmente um dos aparelhos de medição de precipitação, descritos a seguir:

- **Pluviômetros:** aparelhos dotados de um funil de área conhecida, conectados a um recipiente, se possível isotérmico, onde a água é armazenada. Sua função se resume em medir a altura precipitada por dia. No Brasil, as medições dos pluviômetros operados pela ANA/ Serviço Geológico do Brasil (CPRM) são realizadas todos os dias, às 7h da manhã. O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) faz o registro às 12 hs;
- **Pluviógrafos, Pluviômetros Automáticos e Distrômetros:** são aparelhos que registram o total precipitado ao longo do tempo de forma contínua.

A Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN), em 2018, apresentava 12.324 estações pluviométricas cadastradas no seu portal de divulgação, conhecido como HidroWeb, gerenciado pela Agência Nacional de Água (ANA). Na Figura 3.9, é visível a existência de concentrações de estações pluviométricas no Sudeste, Sul e Nordeste, sendo que nas regiões Norte e Centro-Oeste pode-se observar estações a dezenas ou centenas de quilômetros de distância uma das outras, demonstrando que as estações pluviométricas não estão distribuídas de forma uniforme.

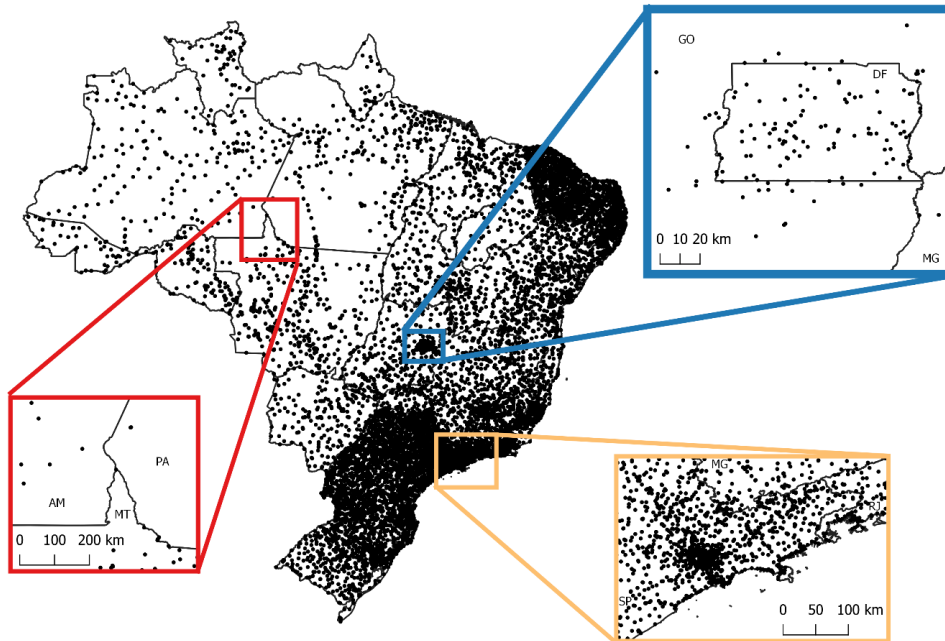


Figura 3.9: Estações pluviométricas cadastradas no Hidroweb

Fonte: elaborada pelo autor.

Segundo Kidd (2001), as principais dificuldades de usar dados de precipitação das estações pluviométricas, de forma geral, são: (I) os diferentes modelos de estações pluviométricas; (II) as deficiências no gerenciamento de estações de chuvas e controle de qualidade de dados, que afetam seriamente tanto o suprimento de dados de precipitação quanto sua posterior utilidade; (III) a impossibilidade de obter dados “em tempo real” relacionados a chuvas de alta intensidade; (IV) a variedade das distribuições das estações; e (V) densidade da rede.

Entretanto, a maior limitação das estações pluviométricas é sua amostra ser pontual, sendo necessária à sua espacialização para geração de superfícies contínuas de dados. Segundo Hipólito e Vaz (2013), a espacialização de dados de precipitação pontuais é usualmente aplicada por extrapolação/interpolação seguindo critérios matemáticos e geográficos. Atualmente, há

três métodos consagrados pela prática: média aritmética, polígonos de Thiessen e interpolação. Estes três métodos são descritos na Tabela 3.2.

Um método de interpolação muito utilizado é o da média ponderada pelo o inverso da potência da distância, conhecido como *Inverse Distance Weighting* (IDW). A interpolação IDW estima a precipitação em qualquer ponto (x_i, y_i) da área em análise, sendo definida pelo conjunto de Equações (3.17), (3.18) e (3.19). A ilustração deste método em uma área de interesse é apresentada na Tabela 3.2.

$$P(x_i, y_i) = \frac{\sum_{j=1}^N w_j P_j}{\sum_{j=1}^N w_j} \quad (3.17)$$

$$w_i = \frac{1}{d_{ij}^\alpha} \quad (3.18)$$

$$d_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (3.19)$$

na qual:

i = representa o ponto estimado

j = representa a estação pluviométrica

y = latitude

x = longitude

N = representa o número de estações pluviométricas (x_j, y_j) a utilizar na interpolação

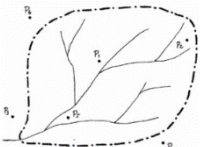

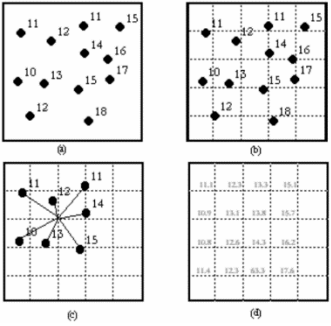
w_i = fator de ponderação a utilizar no ponto (x_i, y_i) para a estação pluviométrica j (x_j, y_j)

P_j = precipitação da estação pluviométrica j (x_j, y_j)

d = distância entre (x_i, y_i) e a estação pluviométrica j (x_j, y_j)

α = expoente que eleva a distância, conhecido como peso

Tabela 3.2: Descrição dos métodos de espacialização da precipitação

Método	Descrição	Ilustração
Método Aritmético	Atribui-se pesos idênticos a todos os postos pluviométricos disponíveis dentro da bacia hidrográfica.	
Método de Thiessen	Calcula-se a precipitação média através de uma média ponderada, atribuindo pesos às observações de cada estação pluviométrica conforme sua área de abrangência. A abrangência é obtida conectando os postos vizinhos mais próximos por uma linha; traçando bissetrizes perpendiculares às retas que os conectam; após é unido todas as bissetrizes, formando os polígonos que delimitam as áreas de abrangência.	
Métodos de interpolação	Os modelos de interpolação podem ser classificados em três grandes categorias: Modelos determinísticos, como <i>Inverse Distance Weighting</i> (IDW); Modelos determinísticos globais; e Modelo estatísticos de efeitos locais e globais, como Krigagem. Entretanto, os modelos estáticos de efeitos locais e globais demonstram ser mais complexos, assim modelos determinísticos locais apresentarem uma alternativa simples para gerar superfícies bidimensionais a partir de amostras pontuais, caso as amostras apresentem-se de forma representativa, ou seja, distribuídas na área. Os modelos determinísticos de efeitos locais, cada ponto da superfície é estimado pela interpolação de estações pluviométricas vizinhas ao ponto, trazendo efeitos puramente locais.	

Legenda: Modelos determinísticos IDW – (a) configuração original de amostras; (b) grade regular superposta às amostras; (c) interpolação de um valor a partir dos vizinhos; (d) grade regular resultante.

Fonte: Druck, Carvalho, Câmara e Monteiro, 2014.

Segundo Hipólito e Vaz (2013), no método de interpolação IDW, o valor mais frequente de α é igual a 2. Se α é igual a 0, então a precipitação se reduz a média aritmética das precipitações mediadas em N estações pluviométricas. Em valores superiores a 4, a interpolação comporta-se como o polígono de Thiessen. A Figura 3.10 representa a variação do peso na Equação (3.18) do modelo IDW.

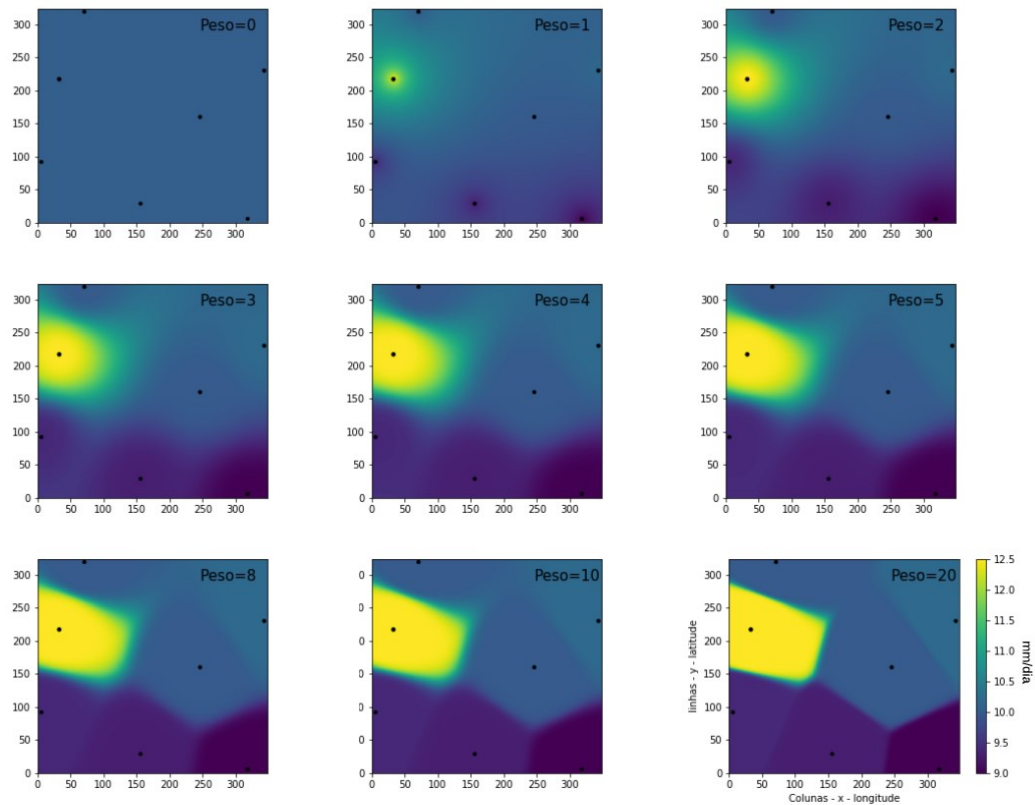


Figura 3.10: Interpolação do método IDW variando o peso

Fonte: elaborada pelo autor.

3.2.2.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é um processo complexo constituído pela evaporação e pela transpiração, que são mecanismos de transferência de água para atmosfera (ALLEN *et al.*, 1998).

A evaporação é um processo natural de mudança da água do estado líquido para gasoso, a partir de condições energéticas e atmosféricas oportunas. A radiação solar é a principal fonte energética que inicia o processo de evaporação, estando em menor relevância a temperatura do

ambiente. Contudo, a força motriz que estimula a evaporação em uma diferença de pressão de vapor da superfície vegetal com a atmosfera circunstante, controlada pela variação de umidade do ar. (NEVES, 2005)

Outro elemento que representa um importante papel no processo de evaporação é o vento. Este opera como um mecanismo de renovação ao substituir as parcelas úmidas encontradas no ambiente por mais secas pelo deslocamento do ar. Salienta-se que a inexistência de vento provocaria a paralização do processo de evaporação tão logo o ar atingisse a saturação (NEVES, 2005).

Desta forma, as variáveis meteorológicas que influenciam os mecanismos para ocorre a evaporação são radiação solar, velocidade do vento, temperatura do ar, temperatura da água, a umidade relativa e a pressão atmosférica.

A transpiração é proveniente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais que retiram a umidade do solo e transitem para a atmosfera, por meio da transpiração de suas folhas pelos estômatos, pequenas aberturas de passagem de gases e vapor existentes nas folhas (ALLEN *et al.*, 1998).

As variáveis meteorológicas que influenciam os mecanismos da transpiração são a energia disponível, o gradiente de vapor (diferença de pressão de vapor da superfície vegetal com a atmosfera circunstante) e vento, como na evaporação, além das condições de condutividade do solo e características do vegetal (NEVES, 2005).

A evapotranspiração possui duas situações distintas conceitualmente, conhecidas como evapotranspiração potencial e real.

- evapotranspiração potencial (ETP) é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa bem suprida de água, ou seja, representaria a capacidade máxima de evapotranspiração caso não houvesse déficit hídrico;
- evapotranspiração real (ETR) é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial ($ETR \leq ETP$).

Ademais, devido à variabilidade da evapotranspiração exercida por diferentes plantas e suas diferentes fases de desenvolvimento e cultura e a necessidade de padronização de modelos, estabeleceu-se o termo conhecido como Evapotranspiração de Referência (ET_o) (ALLEN *et al.*, 1998).

A ET_o equivale a ETP em uma situação de vegetação padronizada e com suas necessidades hídricas supridas, ou seja, caracteriza a transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera sob condições específicas. Nestas condições, a evapotranspiração pode ser considerada invariável no tempo e espaço, ocorrendo unicamente em função do balanço vertical de energia, ou seja, das condições atmosféricas sobre a vegetação sem interferências advectivas. Esta padronização permitiu estabelecer métodos sob embasamentos matemáticos teórico-empíricos desenvolvidos e testados para várias condições climáticas (NEVES, 2005).

A vegetação padronizada é caracterizada por estar presente em extensa superfície natural, totalmente coberta por vegetação baixa, de altura uniforme e com elevado índice de área foliar (IAF), de crescimento ativo na fase adulta (a grama é a principal vegetação adotada, e, em alguns tipos de clima, adota-se a alfafa), bem hidratada e drenada para que teor de água no solo esteja próximo ou na capacidade de campo (ALLEN *et al.*, 1998).

Segundo Allen *et al.* (1998), a evapotranspiração da água requer quantidades relativamente grandes de energia, seja na forma de calor sensível ou energia radiante. Portanto, o processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície e é limitado pela quantidade de energia disponível. Devido a essa limitação, é possível prever a taxa de evapotranspiração aplicando o balanço de energia na superfície, expresso na Equação (3.20).

$$R_n - \lambda ET - G - H = 0$$

(3.20)

no qual:

λ = calor latente de vaporização da água (MJ/Kg)

ET = taxa de evapotranspiração (Kg/m²s)

$\lambda ET = LE$ = fluxo de calor latente (evapotranspiração) (W/m²)

R_n = saldo de radiação de superfície (W/m²)

G = fluxo de calor para o solo (W/m²)

H = fluxo de calor sensível (W/m²)

O fluxo de calor latente (λET) representa, portanto, a fração de evapotranspiração que pode ser derivado da Equação (3.20) se todos os outros componentes forem conhecidos. No entanto, esta

equação representa apenas os fluxos verticais de energia de tal modo que a taxa líquida, na qual a energia estaria sendo transferida horizontalmente por advecção é ignorada (ALLEN *et al.*, 1998). Deste modo, a equação deve ser aplicada preferencialmente em superfícies com vegetação homogênea.

3.2.2.3 Penman-Monteith

O método de Penman-Monteith é recomendado como único método padrão para estimar ET_o pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO) no documento nº56 de 1998, pois este método se mostrou com a maior probabilidade de prever corretamente ET_o em uma variedade de locais e climas e com provisão para aplicação em situações com poucos dados empíricos.

A cultura de referência definida para aplicação do método Penman-Monteith pela FAO nº56 foi grama com altura de 0,12 m, considerando a resistência de superfície (r_s), que é diretamente proporcional à resistência dos estômatos e inversamente proporcional ao índice de área foliar (IAF), igual a 70 s/m e albedo de 0,23 (ALLEN *et al.*, 1998). A Equação (3.21) representa a fórmula de Penman-Monteith para cálculo da ET_o .

$$ET_o = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (3.21)$$

na qual:

ET_o = evapotranspiração de referência (mm/dia)

R_n = radiação líquida (MJ/(m².dia))

G = fluxo de calor para o solo (MJ/(m².dia))

$(e_s - e_a)$ = representa o déficit de pressão de vapor do ar (kPa)

ρ_a = densidade média do ar a pressão constante (kg/m³)

c_p = calor específico do ar (MJ/kg.°C)

Δ = representa a inclinação da relação de temperatura de pressão de vapor de saturação (kPa/°C)

γ = constante psicrométrica (kPa/°C)

r_s = resistências de superfície (s/m)

r_a = resistências aerodinâmicas (s/m)

Os dados meteorológicos são obtidos por estações climatológicas. Todavia, alguns parâmetros podem ser estimados por meio de equações. A pressão atmosférica média no local (P_R) é função da elevação do local em relação ao nível do mar (z) e pode ser estimada pela Equação (3.22)

$$P_R = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (3.22)$$

A constante psicrométrica (γ), por sua vez, que depende da P_R é calculada pela Equação (3.23).

$$\gamma = \frac{c_p P_R}{\varepsilon \lambda} = 0,665 \times 10^{-3} P_R \quad (3.23)$$

na qual:

γ = constante psicrométrica (kPa/°C)

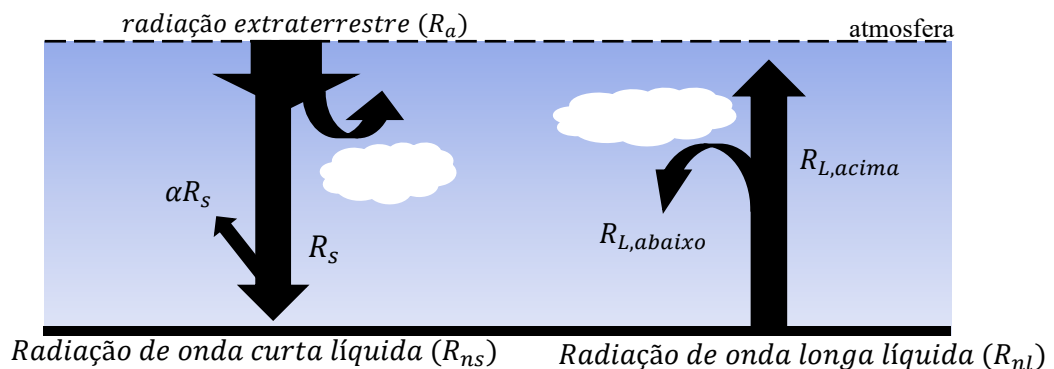
c_p = calor específico a pressão constante ($1,0313 \times 10^{-3}$ MJ/Kg. C°)

P_R = pressão atmosférica (kPa)

ε = peso molecular de vapor d'água/ar seco (0,662);

λ = calor de vaporização latente (2,45 MJ/kg).

Segundo Liu e Kar (2014), a radiação solar é a principal fonte de energia para a evapotranspiração. A radiação emitida pelo Sol atinge o topo da atmosfera terrestre (R_a), varia com a latitude, o dia do ano e a hora do dia. A radiação solar, após atingir o topo da atmosfera, sofre processos de absorção e espalhamento ao longo do seu percurso. A radiação incidente na superfície da Terra sem nenhuma interferência da atmosfera é denominada radiação solar (R_s). A radiação solar, R_s , interage com superfície, tendo parte refletida e absorvida pelo corpo terrestre. A Terra emite também radiação, conhecida como Radiação de Ondas Longas (R_{nl}). Esta pode interagir com a atmosfera e retornar novamente para a superfície terrestre. O balanço de radiação e sua interação são visualizados na Figura 3.11



Legenda: radiação de onda longa (R_L); radiação de ondas curtas (R_S); coeficiente de reflexão (α)

Figura 3.11: Balanço de radiação líquida

Fonte: Allen *et al.*, 1998 (adaptado).

Segundo Allen *et al.* (1998), a radiação solar, R_s , que atinge a superfície é calculada pela relação entre a radiação extraterrestre no topo da atmosfera (R_a) e a razão entre a insolação observada e a máxima esperada para o dia em questão, conforme Equação (3.24).

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (3.24)$$

na qual:

R_s = radiação solar (MJ/m².dia)

a_s e b_s = frações de radiação extraterrestre que atingindo a terra em dias claros, recomendado 0,25 e 0,50, respectivamente.

n = duração real da luz solar (horas)

N = duração máxima possível da luz do sol ou do dia (tabelado em diferentes latitudes e para o 15º dia de cada mês) [horas]

R_a = radiação extraterrestre em períodos diários (tabelado).

A radiação solar líquida de ondas curtas (R_{ns}) é proveniente do balanço entre a radiação solar que atinge a superfície, R_s , e a que é refletida. Este balanço é equacionado pela Equação (3.25).

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (3.25)$$

na qual:

R_{ns} = radiação solar ou de ondas curtas líquidas (MJ/m².dia)

α = albedo ou coeficiente de reflexão do dossel, que é de 0,23 para a cultura de referência de capim hipotética (adimensional)

R_s = radiação solar (MJ/m².dia)

A proporção de radiação de ondas curtas ou solar que atinge a superfície, caso houvesse interferência mínima da atmosfera, ou seja, em condições de céu limpo é descrita na Equação (3.26).

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (3.26)$$

na qual:

R_{so} = radiação solar de céu limpo (MJ/m².dia)

z = elevação da estação z acima do nível do mar (m)

R_a = radiação extraterrestre em períodos diários (MJ/m².dia)

A radiação líquida de onda longa (R_{nl}) é calculada pela Equação (3.27), sendo reflexo do balanço entre as radiações de ondas longas emitidas e recebidas pela superfície terrestre.

$$R_{nl} = \left(\frac{T_{máximo}^4 + T_{mínimo,k}^4}{2} \right) (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (3.27)$$

na qual:

R_{nl} = radiação de onda longa de saída líquida (MJ/m².dia)

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9}$ MJ/k⁴m². dia)

R_s = radiação solar ou ondas curtas (MJ/m².dia)

R_{so} = radiação solar de céu limpo (MJ/m².dia)

e_a = pressão de vapor real (kPa)

$T_{máximo,k}$ = temperatura absoluta máxima durante as 24 horas em K (K = °C + 273.16)

$T_{mínimo,k}$ = temperatura absoluta mínima durante as 24 horas em K (K = °C + 273.16)

A radiação líquida (R_n) é dada pela diferença entre a radiação solar líquida que chega à superfície terrestre (R_{ns}) e a radiação líquida de ondas longas que deixa a superfície (R_{nl}), conforme na Equação (3.28).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (3.28)$$

na qual:

R_n = radiação líquida (MJ/m².dia)

R_{ns} = radiação solar ou de ondas curtas líquida (MJ/m².dia)

R_{nl} = radiação de onda longa de saída líquida (MJ/m².dia)

A energia disponível pela radiação solar não se restringe apenas a evapotranspiração, pois parte pode ser usada para aquecer o solo (ALLEN *et al.*, 1998). Na Equação (3.21), o fluxo de calor (G), usado para aquecer o solo, é descontado da radiação líquida. Entretanto, segundo Allen *et al.* (1998), a magnitude do fluxo de calor do solo diurno ou de dez dias sob a superfície de referência da grama é relativamente pequena, assim esta pode ser considerada zero.

Apesar da radiação ser a principal fonte de energia para o fenômeno, a força motriz do processo de evapotranspiração é a diferença entre a pressão de vapor real, chamada de déficit de saturação do ar, condição influenciada pela temperatura, umidade, vento e características aerodinâmicas.

As temperaturas do ar e da água exercem influência no processo de evapotranspiração devido a sua associação com a radiação solar, pois a variação positiva de temperatura em períodos curtos pode aumentar significativamente a quantidade de água evaporada. Esta constatação é perceptível nos dias quentes e ensolarados nos quais se registra evapotranspiração maior que nos dias frios e com nuvens (NEVES, 2005). Isto se deve ao fato de a curva da pressão de vapor

de saturação variar exponencialmente com o aumento da temperatura média diária do ar à altura de 2 m ($T_{média}$). A pressão de vapor de saturação ($e^{\circ}(T)$) para uma determinada temperatura é obtida conforme Equação (3.29).

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \quad (3.29)$$

na qual:

$e^{\circ}(T)$ = pressão de vapor de saturação à temperatura do ar (kPa)

T = temperatura do ar (°C)

A evapotranspiração é proporcional a diferença entre a pressão de vapor de saturação e a pressão de vapor do ar ou real ($e_s - e_a$).

Segundo Neves (2005), a pressão de vapor de saturação média para um dia, semana, dez dias ou mês deve ser calculada como a média entre a pressão de vapor de saturação das temperaturas máxima e mínima média diária do ar para o período em questão como apresentado na Equação (3.30).

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{máximo}) - e^{\circ}(T_{mínimo})}{2} \quad (3.30)$$

A determinação da pressão real de vapor (e_a) pode se dar de duas formas. A mais simples, é se conhecendo a umidade relativa e a temperatura do ar. Com a temperatura calcula-se e_s e assim chega-se a: $e_a = (UR * e_s) / 100$. A outra forma é por meio da equação psicrométrica, conhecendo-se as temperaturas do bulbo seco (T_s) e do bulbo úmido (T_u), obtidas do conjunto psicrométrico. Essa relação é, então, expressa pela Equação (3.31).

$$e_a = e^{\circ}(T_{umido}) - \gamma_{psy}(T_{seco} - T_{umido}) \quad (3.31)$$

na qual:

e_a = pressão de vapor real (kPa);

$e^{\circ}(T_{umido})$ = pressão de vapor saturado à temperatura de bulbo húmido [kPa];

T_{umido} = temperatura de bulbo seco (°C);

T_{umido} = temperatura de bulbo úmido (°C)

γ_{psy} = constante psicométrica do instrumento (kPa/°C)

A constante psicométrica pode ser calculada pela Equação (3.32).

$$\gamma_{psy} = a_{pys}P \quad (3.32)$$

na qual:

γ_{psy} é a constante psicométrica do instrumento ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)

a_{pys} coeficiente depende do tipo de ventilação do bulbo úmidos ventilados naturais (cerca de 1 m / s) é 0,000800;

P = pressão atmosférica

O cálculo da declividade da curva de pressão de vapor (Δ) é efetuado com a Equação (3.33). A Figura 3.12 ilustra a variação da declividade da curva de pressão de vapor (Δ) com a temperatura do ar.

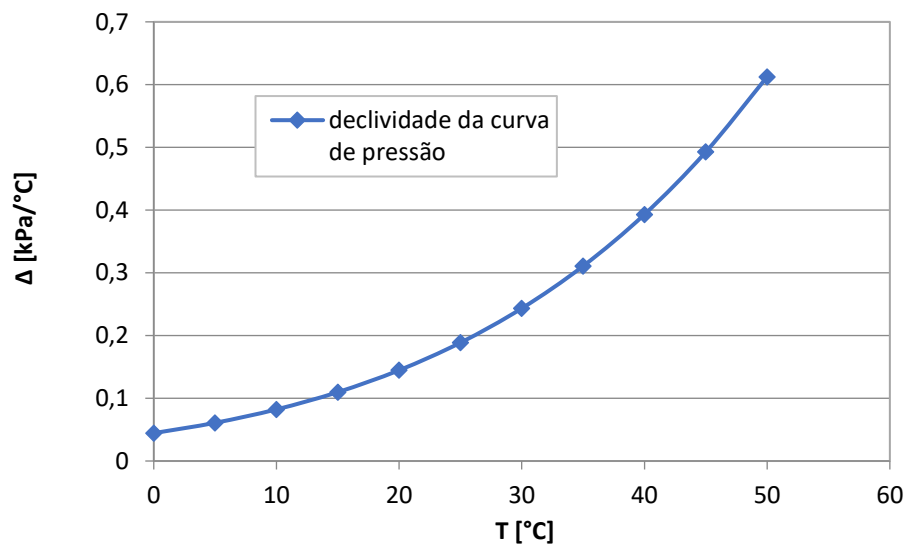


Figura 3.12: Curva de pressão de saturação

Fonte: elaborada pelo autor.

$$\Delta = \frac{4098 \exp \left[\left(\frac{17,27 T_{\text{média}}}{T_{\text{média}} + 237,3} \right) \right]}{(T_{\text{média}} + 237,3)^2} \quad (3.33)$$

Segundo Neves (2005), no processo de evapotranspiração, o vento auxilia na renovação do ar, normalmente saturado, logo acima da superfície evaporante. A velocidade do vento próxima a superfície do solo é pequena, entretanto, esta aumenta com a altitude. Por esta razão, os anemômetros são instalados em alturas padronizadas de 2 m de altura. Sua relação com a evapotranspiração é relacionada a variável resistência à superfície do ar (r_s) e resistência aerodinâmica (r_a).

A r_s descreve a resistência do fluxo de calor na superfície do solo. Ao considerar condições padrões da cultura de referência, a r_s é igual a 70s/m, segundo Allen *et al.* (1998).

Já a r_a pode ser calculada pela Equação 3.34 ao assumir que a superfície de referência tem altura de cultura constante de 0,12 m e haja dados de velocidade do vento a 2 metros da superfície (u_2).

$$r_a = \frac{208}{u_2} \quad (3.34)$$

Do exposto acima, observa-se que para a aplicação da equação de Penman-Monteith são necessários dados de estações climatológicas, que em uma condição ideal forneceriam dados de temperatura, radiação de ondas curtas e longas, umidade relativa, velocidade do vento, insolação, pressão atmosférica e precipitação. Todavia esta configuração de estações climatológicas não é a realidade na maior parte do território nacional e em vastas áreas do planeta Terra. Cientes desta realidade, Allen *et al.* (1998) apresentam procedimentos de cálculo no caso de dados faltantes.

3.2.3 Sensoriamento remoto: precipitação e evapotranspiração

O balanço hídrico no solo como descrito por Charles *et al.* (1993) em associação com sensoriamento remoto permite a estimativa da recarga espacial. O uso de informações de sensoriamento remoto reduz a dependência de estações *in situ* na aplicação do balanço hídrico. Neste trabalho as variáveis estimadas por sensoriamento são a precipitação, e por consequência a infiltração, e a evapotranspiração real. Sendo que a evapotranspiração real e a precipitação por sensoriamento remoto foram utilizadas conjuntamente na estimativa da recarga somente empregando o balanço hídrico simplificado apresentado por Coelho *et al.* (2017).

O sensoriamento remoto consiste na detecção remota de alvos por sensores distantes, que registram a interação da radiação eletromagnética do alvo em diferentes gamas ou intervalos do espectro eletromagnético. Isto é possível pela radiação eletromagnética ser uma forma de energia transmitida por ondas sinusoidais formadas pelo campo elétrico (E) e magnético (M) em arranjo ortogonal indissociável, conforme Figura 3.13, que se propagam no vácuo a velocidade da luz, 299.292,46 km/s (MENESES; ALMEIDA, 2012).

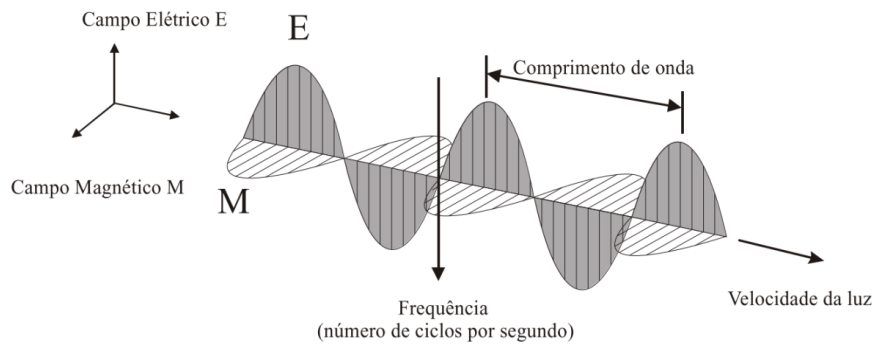


Figura 3.13: Direção de propagação da radiação eletromagnética na forma de uma onda, em função das oscilações ortogonais dos campos magnético (M) e elétrico (E).

Fonte: Meneses e Almeida, 2012.

O espectro eletromagnético compreende o conjunto de intervalos de radiação eletromagnética, segmentados arbitrariamente pelo homem com base em mecanismos físicos geradores da energia eletromagnética e nos mecanismos físicos de detecção, ilustrados na Figura 3.14.

A radiação eletromagnética é emitida quando suas partículas ou moléculas em movimento aleatório se colidem e mudam seu estado de energia, condição possível por qualquer alvo acima de zero kelvin. Planck utilizou o corpo negro, modelo físico teórico de um perfeito absorvedor e emissor de energia eletromagnética, para calcular a quantidade máxima de intensidade radiante que uma fonte emite em um dado comprimento de onda, em função da temperatura de superfície. Assim, conforme Figura 3.15.(a), o Sol é fonte de energia mais intensa do nosso sistema planetário, por sua temperatura ser em torno de 5.800 kelvin, outra fonte é a Terra pela sua temperatura média ser igual a 300 graus kelvin, entretanto, limitando radiação na faixa termal.

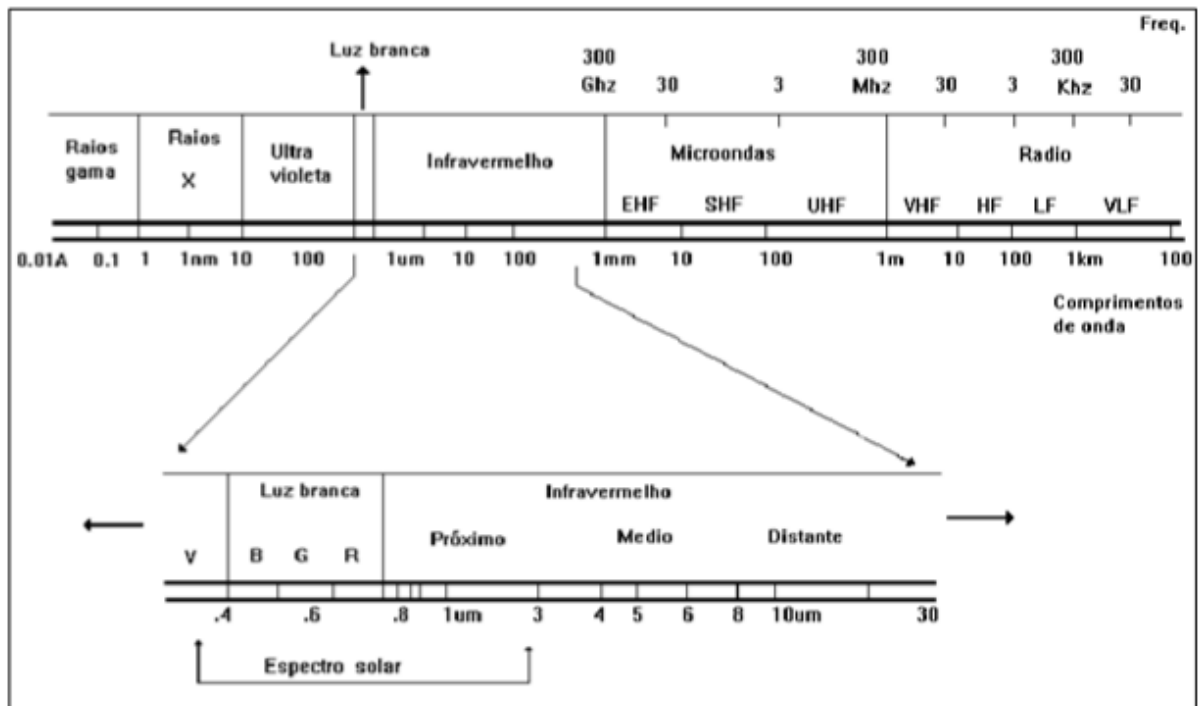
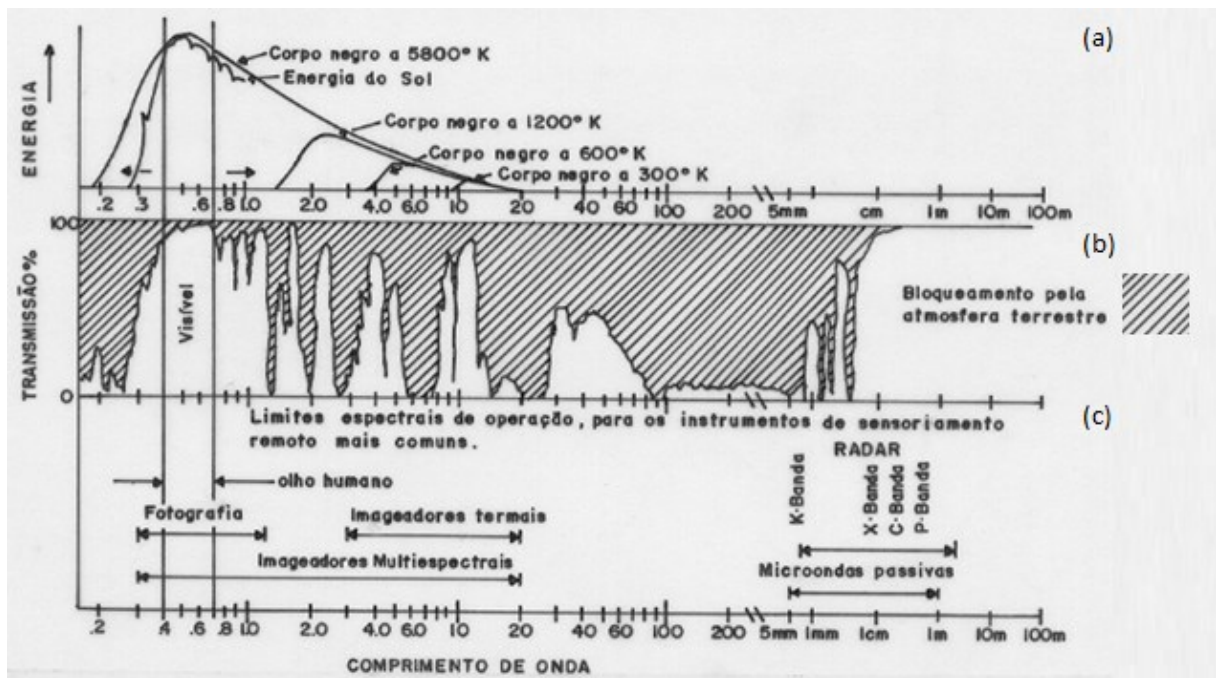


Figura 3.14: Espectro eletromagnético

Fonte: Hashimoto, 2003 *apud* Andrade, 2018.

Os sensores utilizam fontes naturais de radiação são denominados sensores passivos e os que utilizam fontes artificiais são denominados sensores ativos. Ambos registram a interação da radiação eletromagnética frente aos alvos de interesse, no entanto, existem restrições nas faixas do espectro eletromagnético, que devido aos efeitos de absorção e espalhamento da atmosfera terrestre, não conseguem alcançar os sensores, assim, nestas faixas o espectro tornando-se opaco totalmente ou parcialmente. Estes intervalos de comprimentos de onda são chamados de bandas de absorção da atmosfera e são proibitivos para o uso de sensoriamento remoto, sendo desmontados na área rasurada da Figura 3.15 (b). As demais regiões onde a atmosfera não absorve total ou intensamente a radiação solar são chamadas de janelas atmosféricas, as únicas em que é possível usar o sensoriamento remoto. Como demonstrado Figura 3.15 (b), mesmo as janelas atmosféricas sofrem algum tipo de interferência atmosférica, podendo ser de interesse do observador quando objetivo é quantificar o elemento que causa esta perda do sinal, como o caso da estimativa de precipitação por sensores.

A energia que os sensores medem representam a radiação eletromagnética emitida/refletida pelo alvo, denominada radiância, sendo ilustração na Figura 3.16. O parâmetro que representa a porcentagem de energia eletromagnética que é refletida pela superfície do alvo em função da energia incidente sobre a mesma é o albedo.



Legenda: (a) curvas de radiação do corpo negro e radiação solar; (b) interferência das atmosferas nas faixas do espectro eletromagnético, (c) faixas do espectro eletromagnéticos.

Figura 3.15: Comportamentos da interferência da atmosfera com relação as curvas de radiação de um corpo negro e radiação solar

Fonte: Moraes, 1999

Os sensores são acoplados em satélites, os quais podem ser distinguidos e classificados de acordo com as suas características de aquisição e registro da radiação eletromagnética, podendo ainda apresentar diferentes tipos de resolução, consoante as características, como capacidades de aquisição de informação, intervalo do espectro eletromagnético capaz de ser medido pelo sensor (resolução espectral), área de cobertura do pixel (resolução espacial), frequência de repetição de aquisição de dados no mesmo local (resolução temporal) ou da quantidade de níveis de intensidade de energia representada em cada pixel (resolução radiométrica) (MENESES; ALMEIDA, 2012).

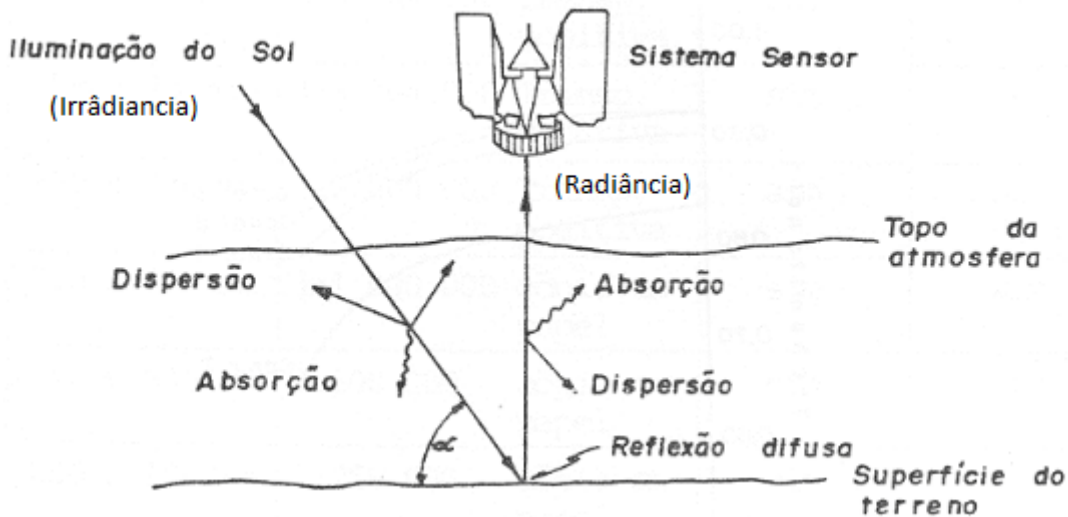


Figura 3.16: Simulação da detecção por sensores em satélites por meio da interação do alvo com a radiação eletromagnéticas emitida pelo Sol

Fonte: MORAES, 1999 (adaptado).

Além disso, sensores montados em satélites artificiais podem ser classificados de acordo com o tipo de órbita percorrida, que pode ser baixa (também designada por LEO, ou *Low Earth Orbit*, entre 180 e 2.000 km) ou intermédia (também designada por MEO, ou *Medium Earth Orbit*, com cerca de 20.200 km de altitude) ou órbitas denominadas geoestacionários ou geossíncronos (também designadas por GEO – *Geostationary Orbit*, com maiores altitudes), caracterizada por manter a mesma posição relativamente à Terra, viajar a mesma velocidade e captar informações sempre no mesmo local. As órbitas LEO e GEO são, normalmente, utilizadas por satélites empregado ao uso meteorológico (KIDD e LEVIZZANI, 2011). Exemplos de satélites LEO e GEO são descritos na Tabela 3.3 e Tabela 3.4, respectivamente.

Tabela 3.3: Exemplos de satélites órbita LEO

Satélite LEO	País de origem	Sensores	Cobertura
NOAA-19	USA	Vis/IR	90°N – 90°S
TRMM	USA/Japão	Vis/IR/MW/radar	40°N – 40°S
DMSP	USA	Vis/IR/MW	89°N – 89°S

Legenda: *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA); *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM); *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP).

Fonte: Kidd; Levizzani, 2011; Kidd, 2000; WMO, 2019.

Tabela 3.4: Exemplos de satélites órbita GEO

Satélite GEO	País de origem	Sensores	Ponto subsatélite longitude
Meteosat-8 (<i>Indian Ocean Data Coverage</i>); Meteosat-9; Meteosat-10; Meteosat-11	Europa	Vis/IR	41,5°E; 3.5°E; 9,5°E; 0°E
INSAT-3D	Índia	Vis/IR	82°E
FY-2	China	Vis/IR	105°E
GOES-15	USA	Vis/IR	135°W
GOES-13	USA	Vis/IR	75°W
TERRA/AQUA	USA	MODIS: Vis/IR	<i>SunSync</i> (síncrona com o Sol, quase polar, circular)

Legenda: *Meteorological Satellite* (Meteosat); *Indian National Satellite System* (INSAT); *Fengyun* (FY); *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GMS); *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES); *MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS).

Fonte: Kidd; Levizzani, 2011; Kidd, 2000; WMO, 2019.

3.2.3.1 Produtos de precipitação por satélite

A precipitação é caracterizada pela alta variabilidade espacial, temporal e de intensidade. Medidas convencionais de precipitação, estações *in situ*, ou mais recentemente radares, por vezes não atendem todas as regiões, assim, o sensoriamento remoto é uma solução desde que a resolução espacial, temporal e precisão atendam ao objetivo de uso.

As estimativas de precipitação por sensoriamento remoto são baseadas nas observações das interações da radiação eletromagnética com o topo das nuvens na faixa do visível, 0,45-0,76 μm , e infravermelho, 0,75 a 1 μm , e pela interação com os hidrometeoros¹ na faixa do micro-ondas, 3,0-100 cm (PRIGENT, 2010).

As medições nos domínios do VIS e IR fornecem informações apenas do topo das nuvens. As temperaturas do topo das nuvens dependem da sua altitude ou desenvolvimento vertical e do albedo. As características temperatura mínima de diferentes conjuntos de nuvens são correlacionadas com à precipitação no solo obtidas a partir de dados de radar, estações *in situ* ou até em interações de faixas diferentes do espectro eletromagnético. Permitindo a definição

¹ Hidrometeoros são todos os meteoros que consistem em um conjunto de partículas de água, líquida ou sólida, em queda ou suspensão na atmosfera, informação do portal educativo do Instituto Português do Mar e da Atmosfera, instituto público, integrado a administração indireta de Portugal.

de uma curva que relaciona a temperatura no topo da nuvem com precipitação na superfície terrestre. Como produto final, é atribuído através desta curva uma taxa de precipitação a cada pixel da nuvem.

Entretanto, esta relação entre as observações nas faixas do VIS/IR e a temperatura de topo é fraca, fazendo-se necessário não somente a associação com a temperatura de topo das nuvens, mas também das características de textura, propriedades geométricas, evolução dinâmica e altitude, como o produto originado pelo algoritmo *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks – Cloud Classification System* (PERSIANN-CSS).

O PERSSIAN-CCS utiliza-se das observações na faixa do VIS/IR dos satélites geoestacionários (GOES , GMS, Meteosat) para obter os núcleos convectivos e a temperatura do topo da nuvem, de tal forma que cada pixel contenha um valor de precipitação com base em uma curva específica. Esta curva descreve a relação entre a taxa de precipitação e a temperatura de brilho (PRIGENT, 2010). O fluxo do processo da obtenção da imagem na faixa VIS/IR até o produto final do PERSSIAN-CCS é ilustrado na Figura 3.17.

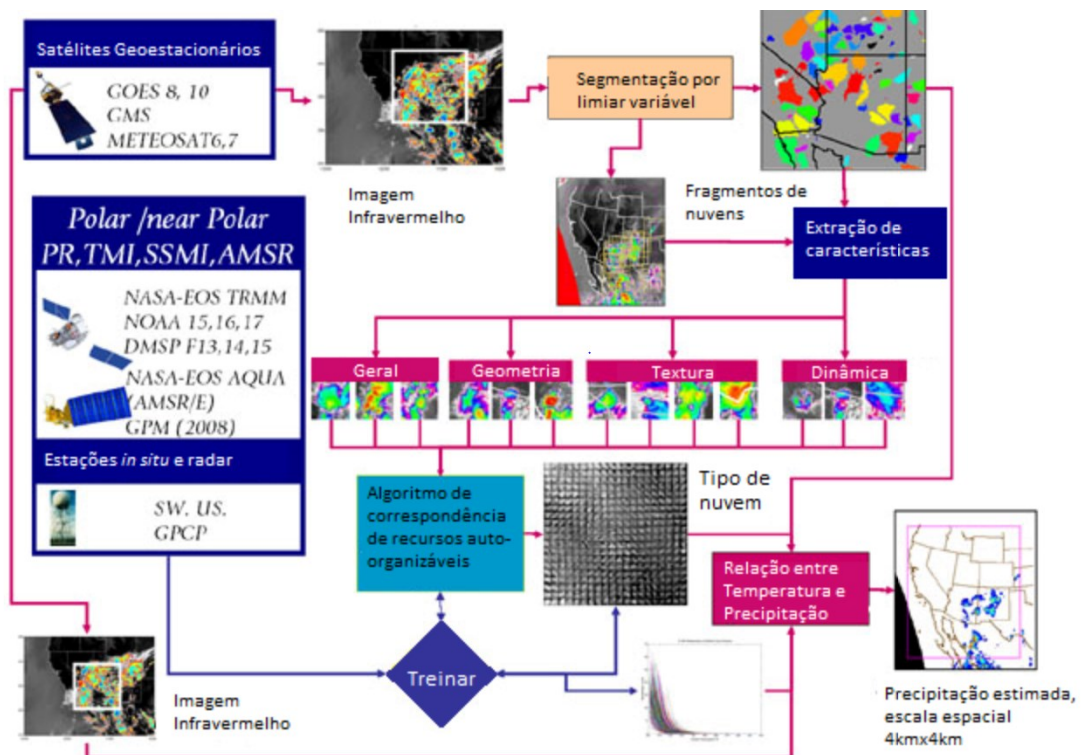


Figura 3.17: Fluxo do processamento do PERSIANN-CCS.

Fonte: CHRS, 2019 (adaptado).

As vantagens deste método é a disponibilidade das observações na faixa do VIS/IR por satélites geoestacionários, que fornecem a amostragem temporal adequada para observações de curta duração e alta variabilidade temporal da precipitação (PRIGENT, 2010).

No entanto, o método encontra dificuldade na detecção e quantificação de processos de precipitação caracterizadas por temperaturas de topo de nuvem relativamente quentes, que são frequentes em latitudes médias, e espacialmente homogêneas, com limiares que definem as áreas chuvosas e não chuvosas de difícil limitação, logo, tendo dificuldades de separar núcleos das nuvens. Como consequência, nestes casos, técnicas baseadas em limiares de temperatura máxima da nuvem no VIS/IR levam a uma subestimação (PRIGENT, 2010).

As observações no VIS/IR só podem detectar a camada superior da nuvem, enquanto os sensores passivos de micro-ondas observam a interação desta radiação nos hidrometeoros. Dependendo do comprimento de onda observado e das características do hidrometeoros, a radiação eletromagnética da faixa do micro-ondas é afetada, em diferentes escalas, pela emissão, absorção e espalhamento. Isto se deve ao fato de que, na fase líquida, a água apresenta grande índice de refração² na faixa do micro-ondas, fazendo com que a taxa de absorção e emissão das partículas líquidas sejam significativas. Entretanto, no estado sólido (gelo) o índice de refração é baixo, resultando na predominância do espalhamento³.

As técnicas de micro-ondas de sensores ativos são os métodos mais diretos de estimativa de precipitação, operando de forma similar aos micro-ondas sensores passivos, entretanto possibilitando o controle completo do sinal e obtendo o perfil vertical da nuvem. O uso da estimativa de precipitação espacial por micro-ondas de sensores ativos é limitado, sendo implantado apenas no satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Como todos os sistemas de radar, este se baseia na interpretação do retroespalhamento de radiação da precipitação, que é proporcional ao número e tamanho de suas partículas.

² Refração: quando a luz passa de um meio menos denso para outro mais denso ou vice-versa (por exemplo, passando do ar para a água), a luz é refratada (ou desviada) em relação à normal. O desvio ocorre porque a luz viaja mais devagar em um meio denso. Informação da matéria de fenômenos ópticos na atmosfera publicada no portal do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

³ Espalhamento: é um processo rápido onde a luz é absorvida pela partícula e então rapidamente emitida em outra direção. As partículas de espalhamento podem ser moléculas do ar, poeira, gotículas de água ou poluentes, que espalham a luz do Sol (ou da Lua) em todas as direções, informação da matéria de fenômenos ópticos na atmosfera publicada no portal do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

A TRMM é uma missão conjunta da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e da *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) desenvolvida para fornecer um conjunto de dados detalhado da distribuição de chuvas em regiões tropicais e subtropicais, com resolução espacial de $0,25^\circ$ em tempo real (TRMM 3B42RT) e pós-tempo real (TRMM 3B42 versão 7, comumente nomeada como TRMM 3B42v7), que é calibrado com dados mensais de pluviometria do Centro de Climatologia Global por Precipitação (GPCC) (HUFFMAN *et al.*, 2007). O satélite responsável pelos dados primários é denominado TRMM, lançado em 1997, estando atualmente a 403 km da Terra, sendo equipado com os instrumentos ilustrados na Figura 3.18 e descritos na Tabela 3.5. O satélite TRMM encerrou a coleta de dados em abril de 2015, sendo substituído por uma rede internacional de satélites com o principal satélite “GPM Core” projetado para fornecer observações globais de chuva e neve, entretanto, o processamento de dados de análise espaciais de precipitação multissatélites TRMM (TMPA, produto 3B42/3B43) finalizou em 31 de dezembro de 2019⁴.

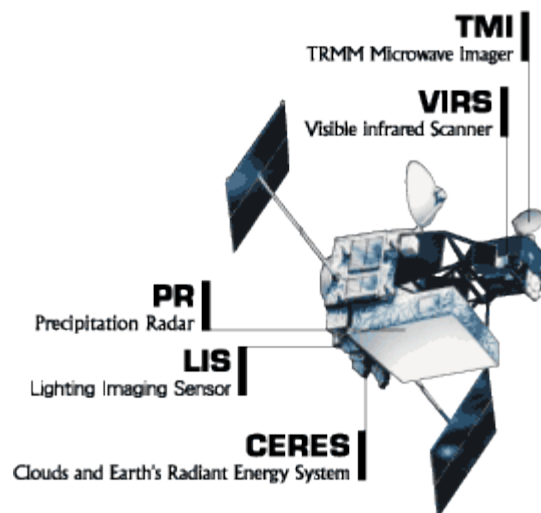


Figura 3.18: Instrumentos do satélite TRMM

Fonte: NASA, 2018.

Tabela 3.5: Descrição dos instrumentos do TRMM

Instrumentos	Radiação eletromagnética	Informações
VIS	0,63; 1,6; 3,75; 10,8; 12 μm	Fornecer informações sobre o topo, tipo e temperatura máxima das nuvens.

⁴ Disponível em: <trmm.gsfc.nasa.gov>

Instrumentos	Radiação eletromagnética	Informações
TMI	10,65; 19,35; 37; 85,5 GHz	Fornece informações sobre o conteúdo de precipitação da coluna integrada, a água líquida da nuvem, o gelo da nuvem, a intensidade da precipitação e os tipos de precipitação (por exemplo, estratiforme ou convectiva).
PR	Opera a 13,8 GHz	Mede a distribuição da precipitação em 3D e define a profundidade da camada de precipitação.
CERES		Mede a energia no topo da atmosfera bem como estima os níveis de energia na atmosfera e na superfície da Terra
LIS		Detectar e localizar relâmpagos nas regiões tropicais do globo

Fonte: NASA, 2018.

Com o objetivo de melhorar as estimativas de precipitação estão sendo desenvolvidas técnicas para explorar a sinergia entre o uso combinado de sensores com calibrações a partir de estações *in situ* e radar. Um exemplo de produto de satélite é o CoSch, que utiliza dados do TRMM 3B42RT os quais são calibrados com dados de estações *in situ* na América do Sul e Central. A metodologia do CoSch é baseada em uma combinação de esquemas de correção para obter o menor viés quando comparado com os valores observados (VILA *et al.*, 2009).

3.2.3.2 Evapotranspiração por sensoriamento remoto

A equação Penman-Monteith, descrita no item 3.2.2.3, é considerada o método de estimativa de evapotranspiração padrão, segundo Allen *et al.* (1998). Entretanto, o método exige larga gama de informação, sendo impraticável em observações de grande escala, e, em contraponto, modelos baseados em dados de sensoriamento remoto operam de forma contínua em escalas por vezes mais refinadas que métodos pontuais.

Liu e Kar (2019) realizaram uma revisão sobre diversos algoritmos de estimativa de evapotranspiração, os quais mencionaram: *Surface Energy Balance Index* (SEBI), *Surface Energy Balance System* (SEBS), *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI), *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration* (METRIC) e *Two-Source Models* (TSM). As vantagens e desvantagens de cada um são descritas na Tabela 3.6.

Tabela 3.6: Comparações de diferentes algoritmos de estimativa de evapotranspiração

Algoritmo	Vantagens	Desvantagens
SEBI	relaciona os efeitos do T_s e r_a diretamente no LE.	requer medições baseadas no solo.
SEBS	incertezas em SEBS com T_s e parâmetros meteorológicos podem ser sanadas; e a altura da rugosidade para transferência de calor é calculada explicitamente em vez de usar valores fixos.	requer muitos parâmetros e derivações relativamente complexas de fluxos de calor turbulentos.
S-SEBI	medições baseadas no solo não são necessárias.	temperaturas máximas são específicas da localização
SEBAL	requer no mínimo medições baseadas no solo, equipamento com calibração automática, correções atmosféricas não são necessárias.	aplicável em superfícies plana e possui incertezas na determinação dos pixels âncora.
METRIC	similar ao SEBAL, mas são necessários a inclinação e aspecto de superfície.	possui incertezas na determinação dos pixels âncora.
TSM	inclui a geometria da superfície e elimina a necessidade de correções empíricas para o “excesso de resistência”.	muitas medições dos componentes do solo são necessárias.

Legenda: T_s = temperatura da superfície; r_a = resistência aerodinâmica; LE = fluxo de calor latente (W/m^2)

Fonte: Liu e Kar (2019).

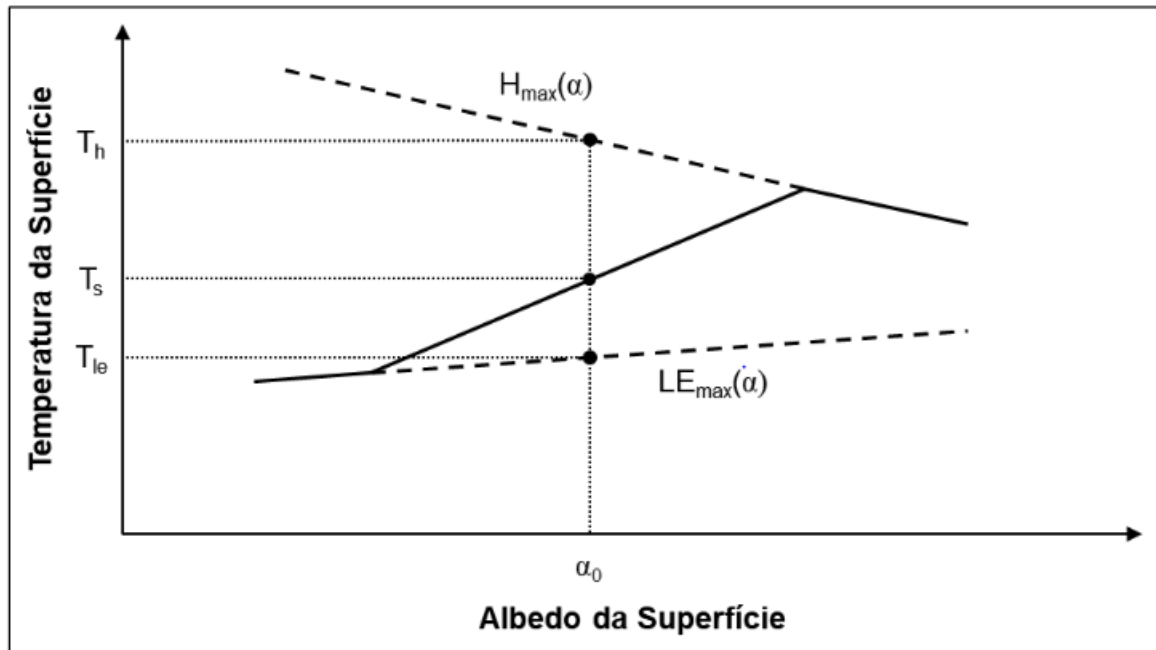
Dentro das incertezas comuns na utilização destes algoritmos de evapotranspiração relatadas por Liu e Kar (2019), destacam-se:

- interferência da atmosfera na temperatura de superfície obtida por sensoriamento remoto: a maioria dos métodos de sensoriamento remoto derivam da temperatura de superfície da radiação do infravermelho térmico, que é resultado da emissividade da superfície que pode ser afetada pela atmosfera;
- limitações na escala temporal e espacial dos sensores dos satélites: aquisição simultânea de imagens de alta resolução temporal e espacial é difícil, pois os satélites que fornecem imagens de alta resolução espacial geralmente possuem menor frequência temporal e vice-versa, além disso, a presença de nuvens cria impedimentos na aquisição de imagens de satélite, tornando o método tendencioso para condições de céu claro;
- estimativa dos parâmetros do balanço de energia terrestre: a estimativa dos componentes individuais da energia disponível ($R_n - G$) eleva os erros nas estimativas dos componentes de ondas curtas e longas, além disso ignora as variações e diferenças entre os ciclos diurno de cada componente;

- variações na precisão de variáveis de superfície terrestre;
- inconsistência nos modelos evapotranspiração de sensoriamento remoto: diferentes modelos são usadas para diferentes características da superfície terrestre. No entanto, atualmente, não há um modelo universal;
- medidas de variáveis meteorológicas de superfície inadequadas: dados meteorológicos na altura próxima da superfície são frequentemente necessários na maioria dos modelos evapotranspiração, sendo associados em cada pixel pelos sensores do satélite, isto resulta em grandes diferenças nas condições de clima e terreno na região de estudo e na presença esparsa/irregular de estações meteorológicas;
- transpiração noturna e orvalho: a transpiração noturna e orvalho também podem afetar significativamente a estimativa de evapotranspiração. Se ocorrer transpiração noturna em locais com alto IAF, esse processo pode ser uma importante fonte de erro na estimativa da evapotranspiração baseada em sensoriamento remoto. De maneira adversa, em locais com baixo índice de área folhear, esse processo tenderá a reduzir essa fonte de erro, de modo que possa ser ignorado ao considerar as estimativas diárias de evapotranspiração baseadas no infravermelho.

As incertezas mencionadas, por Liu e Kar (2019), estão voltadas principalmente nos sensores utilizados e as formas de aquisição das imagens. Em relação ao algoritmo utilizado, a principal nota é que não há um método universal para estimar a evapotranspiração por sensoriamento.

Dentre os métodos mencionados, o SEBAL, METRIC e S-SEBI apresentam base metodológica baseada em pixel âncora e não requerem medições complexas baseadas no solo. Os pixels âncoras são regiões ou pixels que estabelecem a condição de limite máximo e mínimo de evapotranspiração. A definição desses limites é realizada através da refletância (albedo) retratada pelas temperaturas máximas e mínimas da superfície que caracterizam as condições seca e úmida do ambiente, respectivamente, conforme Figura 3.19.



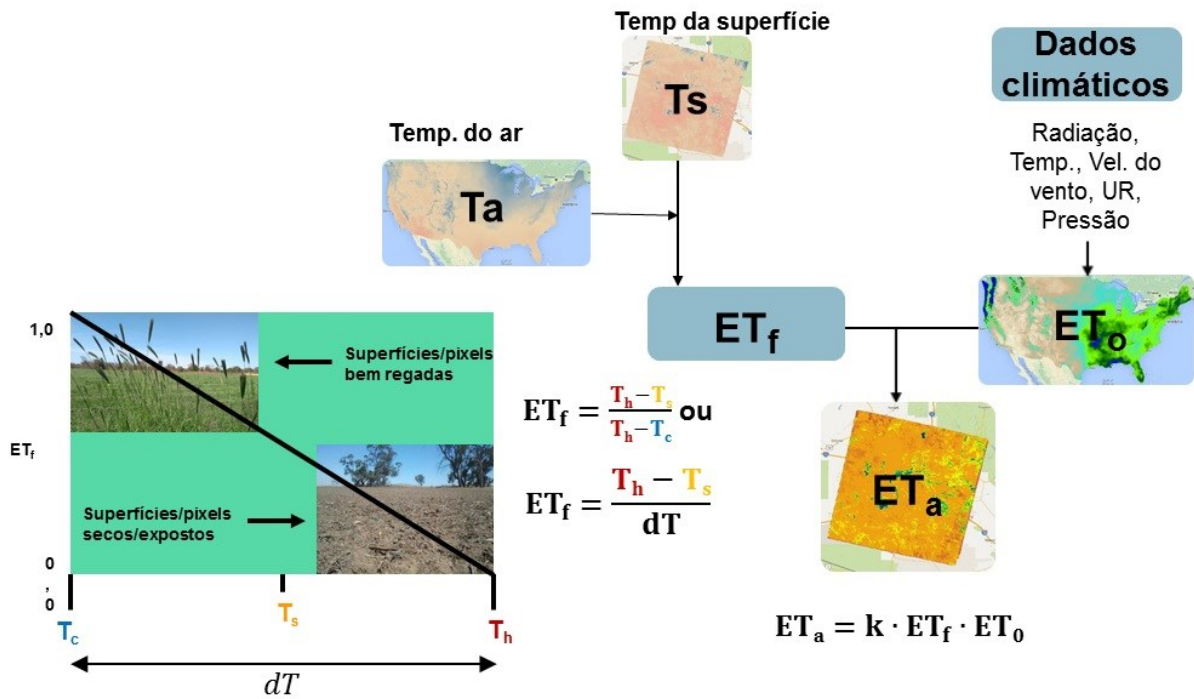
Legenda: calor sensível máximo (H_{max}); fluxo de calor latente máximo – evapotranspiração máxima (LE_{max}); albedo (α); albedo referência (α_0) temperatura da superfície na condição seca (T_h); temperatura da superfície (T_s); temperatura da superfície a condição molhada (T_{lh}).

Figura 3.19: Relação esquemática entre a temperatura da superfície e o albedo

Fonte: Andrade, 2018.

A ocorrência da evapotranspiração na taxa máxima ocorre em ambientes sem deficiência de umidade e com vegetação saudável, onde o H e G são zero, restando a taxa máxima de $LE_{(max)}$. Já os índices de evapotranspiração são baixos quando o calor sensível (H_{max}) opera a taxas máximas devido ao déficit hídrico. O calor sensível máximo H_{max} reflete a perda de calor para o ar por convecção e condução devido a diferença de temperatura entre superfícies secas e expostas e o ar. A relação dos pixels âncoras são ilustradas na Figura 3.20 para o modelo SSEBop.

Os métodos SEBAL, METRIC e S-SEBI, conforme relatados na Tabela 3.6, apresentam incertezas na determinação de pixels âncoras. Visando a diminuição dessas incertezas, havia a necessidade da simplificação dos algoritmos para uso prático e extensões. Assim, Senay, Bohms, Singh, Gowda, Velpuri, Alemu e Verdin (2013) desenvolveram um algoritmo nomeado *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop), oriundo do METRIC e SEBAL. O SSEBop utiliza dados térmicos de sensoriamento remoto e dados meteorológicos para produzir evapotranspiração real em escalas espaciais e temporárias de acordo com o sensor utilizado.



Legenda: ET_f é a fração da evapotranspiração; ET_0 é a evapotranspiração de referência; T_h é a temperatura quente; T_s é a temperatura de superfície; T_c é a temperatura fria; dT é a diferença entre T_h e T_c .

Figura 3.20: Correlação entre ET_f e T_s no modelo SSEBop

Fonte: Andrade, 2018

No SSEBop, a evapotranspiração real (ET_r) é estimado usando a Equação (3.35), sendo uma fração da ET_0 .

$$ET_r = ET_f \cdot k \cdot ET_0 \quad (3.35)$$

na qual:

ET_0 = referência de grama ET para o local

k = coeficiente de mudança do valor referência de grama ET para o nível máximo de evapotranspiração (1,2).

ET_f = fração da evapotranspiração

A fração da evapotranspiração (ET_f), como na Figura 3.20, é estimada considerando as condições limitadoras “úmida” e “seca. A temperatura fria (úmida), T_c , é estimada em função da temperatura máxima do ar (T_{ar}). O valor da temperatura quente, T_h , é obtida, pela adição do parâmetro diferença de temperatura pré-definida (dT) ao valor da temperatura fria. A fração da evapotranspiração (ET_f) é calculada usando a Equação (3.36)

$$ET_f = \frac{Th - Ts}{Th - Tc} = \frac{Th - Ts}{dT} \quad (3.36)$$

na qual:

ET_f = fração da evapotranspiração

T_s = temperatura da superfície terrestre observada por satélite do pixel cujo ET_f está sendo avaliado em um determinado período de tempo (média diária ou oito dias para MODIS).

Th = é a estimativa T_s na referência idealizado como “quente”

Tc = é a estimativa T_s na referência idealizada como “fria”

dT = diferença entre Th e Tc

A temperatura fria para qualquer período e pixel é aproximadamente igual a temperatura do ar, quando a taxa de evapotranspiração d superfície é igual a sua taxa potencial (vegetação saudável e bem irrigada), assim, a temperatura do ar nesta situação pode ser correlacionada com a temperatura de superfície por sensoriamento remoto, que resulta em um coeficiente possível de determinar temperatura fria em cada pixel, descrito na Equação (3.37)

$$c = \frac{Tc}{T_{ar}} \quad (3.37)$$

na qual:

c = fator de correção

Tc = temperatura de superfície em satélite no pixel frio, onde NDVI é igual a 0,8

T_{ar} = temperatura do ar na mesma localização e tempo da T_{scold} captada

Entretanto, na ausência de uma temperatura do ar no instante da passagem do satélite, o processamento operacional pode ser simplificado (com uma redução na precisão) usando a temperatura máxima em vez da temperatura no respectivo horário de passagem do satélite. O uso de T_{ar} para a condição de contorno frio é uma suposição muito importante para o processo de simplificação do modelo. Assim, deve-se ter em mente que: (1) a temperatura da superfície e a temperatura do ar não devem idênticas em magnitude (mesmo no pixel frio) uma vez que os métodos e princípios de aquisição de dados sejam diferentes, mas espera-se que se correlacionem bem; (2) as duas temperaturas serão adquiridas em momentos diferentes, assim, o máximo Ta geralmente ocorre no período da tarde, enquanto os satélite diurnos (TERRA, AQUA, Landsat, entre outros) captam a radiação antes do meio-dia, com um tempo nominal de passagem superior de 10:30.

Uma vez que o Tc é definido como a fração do Ta , ou seja, $Tc = c * Tar_max$, a condição de contorno quente (Th) é obtida adicionando a diferença constante (dT) ao Tc de cada pixel. A abordagem inovadora do método é usar um dT único para cada local que varia ao longo do tempo. Assim, o segundo componente-chave da simplificação está na estimativa de dT aplicando os princípios do balanço de energia para uma condição de céu claro. O dT é calculado considerando que em um solo seco e exposto o calor sensível apresenta-se na sua capacidade máxima quando a evapotranspiração é nula. Logo, ao considerar os valores de LE e G como nulos da Equação (3.20), a magnitude do R_n pode ser igualada à equação do calor sensível, conforme a Equação (3.38).

$$R_n = H = \frac{\rho_a \times C_p \times dT}{r_{ah}} \Rightarrow dT = \frac{R_n \times r_{ah}}{\rho_a \times C_p} \quad (3.38)$$

na qual:

dT = diferença na variação de temperatura máxima e mínima

H = fluxo de calor sensível

R_n = radiação líquida

ρ_a = densidade do ar (kg/m³)

C_p = calor específico do ar a pressão constante (~ 1.013 kJ/kg/K)

r_{ah} = é a resistência aerodinâmica para o calor (110 s/m)

A radiação líquida (R_n) é calculada conforme a Equação (3.28), ou seja, a R_n é estimada como a diferença entre o saldo de radiação de ondas curtas (R_{ns}), calculada pela Equação (3.25), e a radiação líquida de ondas longas de saída (R_{nl}), pela Equação (3.27). No entanto, na Equação (3.27), a relação entre R_s/R_{s0} na condição de céu claro é igual a 1, sendo a pressão de vapor real (e_a) calculada pela Equação (3.39).

$$e_a = e^\circ(T_{min}) = e^{\left(\frac{17,27 \times T_{min}}{T_{min} + 237,3}\right)} \quad (3.39)$$

Allen *et al.* (1998) recomendam o uso de $T = 1,01 (T + 273)$, onde T é a temperatura média diária em °C. A pressão do ar ρ_a é calculada pela Equação (3.40), utilizando a T_{kv} e a pressão atmosférica (Pr), relacionada a altitude (z) em metros, conforme Equação (3.22).

$$\rho_a = 3,486 \frac{Pr}{T_{kv}} \quad (3.40)$$

na qual:

ρ_a = densidade do ar (kg/m³)

P_r = pressão atmosférica (kPa)

T_{kv} = temperatura virtual, uma temperatura na qual o ar seco deve ser aquecido para igualar a densidade do ar úmido na mesma pressão. Para a condição média (ea na faixa de 1 - 5 kPa e P entre 80 - 100 kPa), Allen *et al.* (1998) recomendam o uso de $T_{kv} = 1,01 (T + 273)$ onde T é a temperatura média diária (°C)

Portanto, uma vez que dT é determinada após calcular as variáveis da Equação (3.41), a condição de contorno quente pode ser definida simplesmente adicionando o dT a T_c .

$$Th = Tc + dT \quad (3.41)$$

O SSEBop foi elaborado para reduzir a subjetividade do modelo na definição dos limites frios e quente através da estimativa do dT . Entretanto, a introdução deste parâmetro pode resultar em viés devido ao uso de uma função constante dT , que é única para cada pixel.

Como o sensoriamento remoto térmico é conduzido sob condições de céu limpo, Senay *et al.* (2013) argumentam que as condições de contorno para os pontos de referência quentes e frios não devem mudar de ano para ano ou as mudanças são pequenas em relação ao nível de precisão obtido através de condições de contorno variáveis, o qual baseia-se na hipótese de que a diferença entre os valores de quente e frio permanece quase constante para um determinado local e período (dia ou oito dias) sob condições de céu limpo.

Os resultados do modelo SSEBop frente a dados de torre de fluxo foram validados por Andrade (2018), Chen *et al.* (2016), Singh e Senay (2016), Saney *et al.* (2017), Senay *et al.* (2013), os quais consideraram os resultados satisfatórios.

3.3 Método de Variação do Nível d' Água (VNA)

O método de Variação de Nível d' Água (VNA) – ou em inglês *Water Table Fluctuation* (WTF) – utiliza flutuações de níveis de água subterrânea ao longo do tempo para estimar a recarga em aquíferos livres, tendo como objeto de análise as variações de armazenamento da água

subterrânea causadas pelas interações dos componentes do balanço hídrico da zona saturada, visualizado na Figura 3.5.

Segundo Healy e Cook (2002), este método considera que o aumento do nível freático representa a recarga causada por um evento de precipitação, a partir da premissa de que há um lapso de tempo entre a entrada de água no sistema e a sua redistribuição para os outros componentes, identificados entre parênteses na Equação (3.42). Logo, assume-se que a água, ao alcançar a zona saturada do aquífero livre, será imediatamente armazenada e que os outros componentes entre parênteses da Equação (3.42) não terão seus valores alterados temporariamente por esta entrada d'água. Para esta hipótese ser válida, o aquífero deve estar localizado em regiões com estação úmida bem definida e apresentar níveis freáticos rasos, que proporcionem variações significativas em intervalos de tempo curtos.

$$R = \Delta S_{gw} + (Q_{bf} + ET_{gw} + Q_{gw}^{off} - Q_{gw}^{on}) \quad (3.42)$$

na qual:

R = recarga

ΔS_{gw} = alteração do armazenamento subterrâneo

ET_{gw} = evapotranspiração das águas subterrâneas

Q_{bf} = escoamento de base

Q_{gw}^{on} = compreende os fluxos subterrâneos laterais de entrada no sistema

Q_{gw}^{off} = compreende os fluxos subterrâneos laterais e explorados na área em estudo

Desta forma, a recarga é calculada pela quantidade de água gravitacional que elevou o nível do lençol freático, logo, temporariamente armazenada. A recarga do método VNA é calculada pela Equação (3.43)

$$R = S_y * \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3.43)$$

na qual:

R = recarga

S_y = porosidade eficaz ou rendimento específica (razão entre o volume de água liberada dos vazios pelas forças gravitacionais e o volume total de vazios da rocha ou solo)

Δh = variação altura do nível d'água

Δt = intervalo de tempo

A variação da altura do nível d'água, Δh , é a diferença entre o pico do nível estático e o ponto abaixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o momento do pico, representado pela

linha de tendência a qual o nível do aquífero seguiria na ausência de precipitação, conforme exemplo ilustrado na Figura 3.21.

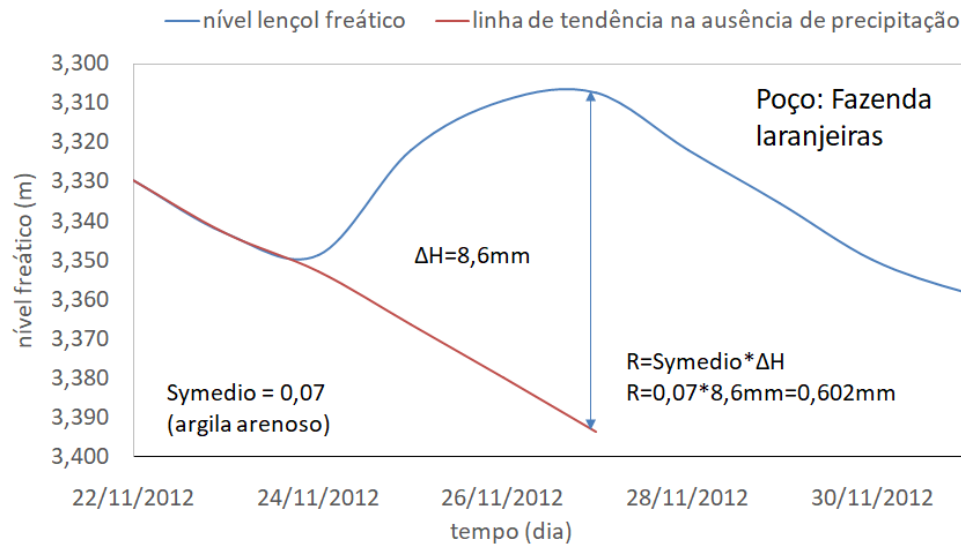


Figura 3.21: Estimativa de recarga pelo método VNA de um evento de precipitação

Fonte: elaborada pelo autor.

Segundo Healy e Cook (2002), para que o método da VNA produza um valor que estime a recarga total ou bruta, é necessário a aplicação da Equação (3.43) em cada episódio de elevação do nível d'água.

De acordo com descritivo dos Termos Hidrogeológicos Básicos da CPRM, o parâmetro nomeado como Porosidade Eficaz – ou em inglês *effective porosity* (η_e), descreve a relação entre a porosidade e o volume d'água que determinado solo consegue armazenar, por meio da razão entre o volume de água liberado dos vazios pelas forças gravitacionais (V_g) e o volume total (V_T), conforme Equação (3.44). O termo da η_e contempla o rendimento específico – ou em inglês *Specific Yield* – (S_y), que equivale ao coeficiente de armazenamento dos aquíferos livres. Assim, temos:

$$\boxed{n_e = S_y = \frac{V_g}{V_T}} \quad (3.44)$$

A variável que quantifica a água retida no solo após a finalização da drenagem por gravidade é denominada retenção específica (S_r). Portanto, a porosidade, η , pode ser interpretada como a soma da η_e (ou S_y) com S_r descrita na Equação (3.45).

$$\eta = \eta_e + S_r \quad (3.45)$$

Assim, o volume de água direcionado para a zona saturada do solo deriva do volume de água liberado dos vazios pelas forças gravitacionais (V_g). Entretanto, o solo pode apresentar a quantidade de água inferior a retenção específica S_r , devido a evaporação e a pressão de sucção da vegetação, produzidas pelo potencial osmótico na região das raízes. Dessa maneira, o ambiente só é propício ao direcionamento da água para a zona saturada quando a umidade do solo suprir o déficit hídrico causado pela vegetação.

As incertezas nas estimativas geradas pela VNA referem-se à precisão com o qual a porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , pode ser determinado e às condições em que as suposições inerentes ao método são válidas. A porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , pode ser determinada em laboratório, em campo, por teste de bombeamento ou teste *Slug*, ou correlações do balanço hídrico na zona saturada, segundo Healy e Cook (2002), Fitts (2015), Rasussen e Andreasen (1958). A dificuldade de estipular uma porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , padrão é relatada por Johnson (1967), que apresentou S_y em função de diferentes texturas, mencionando as suas amplitudes e variâncias, com base em 17 estudos. A porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , correlacionada com a textura é apresentado na Tabela 3.7

Tabela 3.7: Estatísticas sobre porosidade eficaz ou rendimento específico, S_y , relacionado com a textura dos aquíferos

Textura	Média do rendimento específico	Coefficiente de variação (%)	Número de estudos considerados
Argila	0,02	59	15
Silte	0,08	60	16
Argilo-arenosa	0,07	44	12
Areia fina	0,21	32	17
Areia média	0,26	18	17
Areia grossa	0,27	18	17
Areia solta	0,25	21	15
Cascalho fino	0,25	18	17
Cascalho médio	0,23	14	14
Cascalho grosso	0,22	20	13

Fonte: Johnson, 1967

4 METODOLOGIA

As simulações e a análise das variáveis hidrológicas realizadas nesta dissertação foram efetuadas de forma especializada. Para tanto, foram elaborados *scripts* em linguagem computacional Python. Bem como, utilizados os seguintes *softwares* livres: *Spyder*, ambiente de desenvolvimento integrado Python; *Qgis*, *software* de geoprocessamento e para elaboração de *layout* de mapas; e *Orfeo ToolBox*, usado para classificação de uso e ocupação do solo.

4.1 Área de estudo

O Ribeirão Serra Azul está inserido na bacia de Juatuba, que corresponde a área de drenagem do Ribeirão Juatuba, o qual é formado pela confluência dos Ribeirões Serra Azul e Mateus Leme. O Ribeirão Juatuba deságua no Rio Paraopeba, sendo um dos seus principais afluentes. Além disso, no Ribeirão Serra Azul foi construída uma represa que leva o seu nome, a qual junto com outros reservatórios compõe o Sistema Paraopeba de Abastecimento.

A área de estudo foi definida pela área de drenagem da estação fluviométrica Jardim, código 40811100, localizada no Ribeirão Serra Azul, que corresponde a 113 km², sendo visualizada na Figura 4.1. Esta região de estudo foi selecionada por apresentar uma rede monitoramento pluviométrico, fluviométrico, climático e de nível d'água subterrâneo, aquífero livre e raso e comportamento homogêneo das variáveis hidroclimáticas, do ponto de vista hidrológico, segundo Pinto *et al.* (2010).

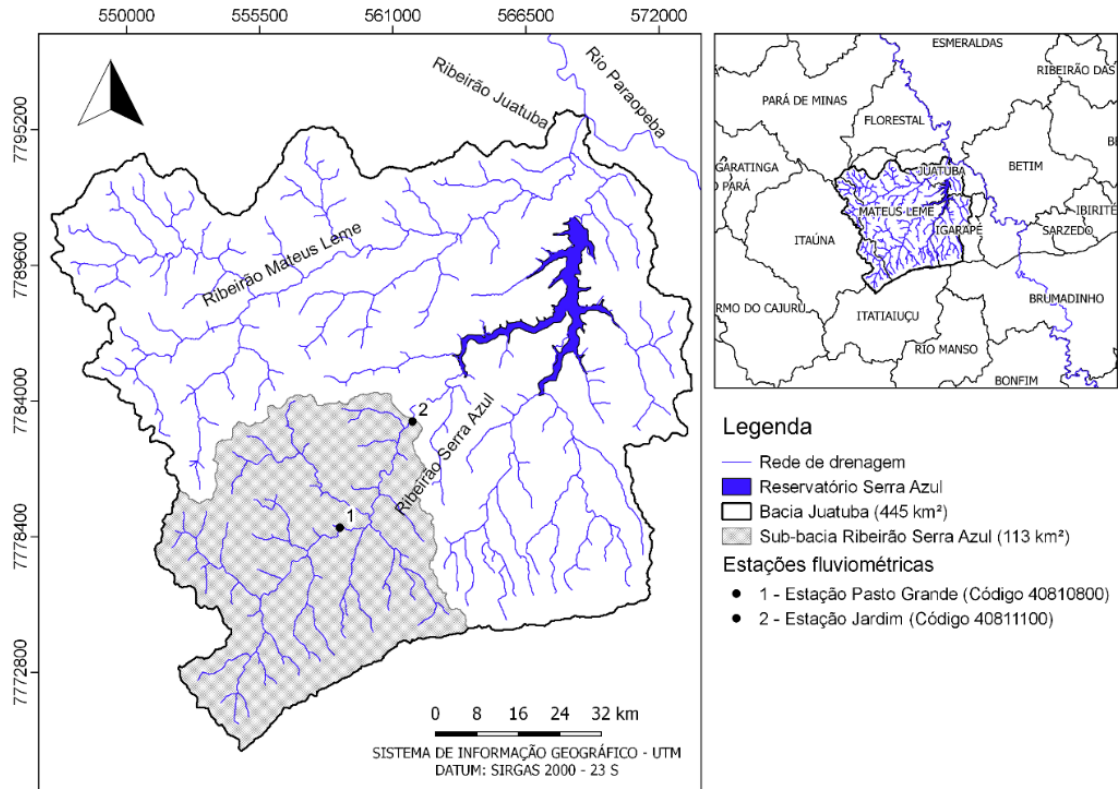


Figura 4.1: Localização da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim.

Fonte: elaborada pelo autor.

4.1.1 Hidrogeologia

A área de estudo encontra-se na região extremo ocidental da Serra do Curral, conforme Figura 4.2 e a Tabela 4.1, que contém a nomenclatura das unidades litoestratigráficas⁵ da região.

Do ponto de vista estrutural, a Serra do Curral apresenta-se como um extenso homoclinal invertido, ou seja, com sequências geológicas mais antigas sobrepostas às novas (BERTACHINI, 1994). No âmbito regional, a área de estudo está inserida em rochas do grupo Nova Lima e Complexo Belo Horizonte, pertencentes ao supergrupo Rio das Velhas, conforme Figura 4.2. Estes grupos são constituídos por rochas vulcânicas e metassedimentares clásticos e químicos de idade Arqueana. O supergrupo Minas, formado por metassedimentos clásticos e químicos de idade Proterozóico, está em repouso com discordância angular e erosiva sobre o supergrupo Rio das Velhas, sendo dividido entre os grupos: Sabará; Piracicaba; Itabira; e

⁵ Unidade litoestratigráfica é um conjunto de rochas individualizadas e delimitadas com base nos seus caracteres litológicos, independentemente da sua idade, segundo glossário geológico da CPRM.

Caraça. Entretanto, os componentes do supergrupo Minas apresentam-se limitados aos divisores topográficos na porção sul da área de estudo, de acordo com a Figura 4.2.

A formação Cauê é constituída pelas hematitas e itabiritos, representando o principal aquífero do Quadrilátero Ferrífero, a formação é facilmente identificada pela sobreposição de canga à formação na Figura 4.2. Entretanto, este sistema se encontra limitado pelos filitos da Formação Batatal, Formação Cercadinho e, principalmente na área de estudo, Formação Fecho Funil, os quais, em concepção geral, formam uma barreira hidráulica separando fisicamente os sistemas de aquíferos Itabiritos (BEATO; MONSORES; BERTACHINI, 2006).

Com esta barreira, os divisores hidrogeológicos conceituais se restringem aos divisores topográficos da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim, os quais condicionam a presença de dois sistemas hidrogeológicos. Segundo Pinto *et al.* (2010), estes sistemas hidrogeológicos são o aquífero fissural, que apresenta predominância de rochas cristalinas do supergrupo Nova Lima, e o aquífero granular, constituído por sedimentos areno-argilosos recentes, ao longo das calhas dos principais cursos d'água do Ribeirão Serra Azul.

Salienta-se que, a principal recarga dos sistemas hidrogeológicos (granular e fissural) na área de drenagem da estação fluviométrica Jardim é a pluvial, a qual se dá pela infiltração nas formações superficiais e, também, de cursos d'água conectados hidraulicamente com as fraturas ou fissuras (BEATO; MONSORES; BERTACHINI, 2006).

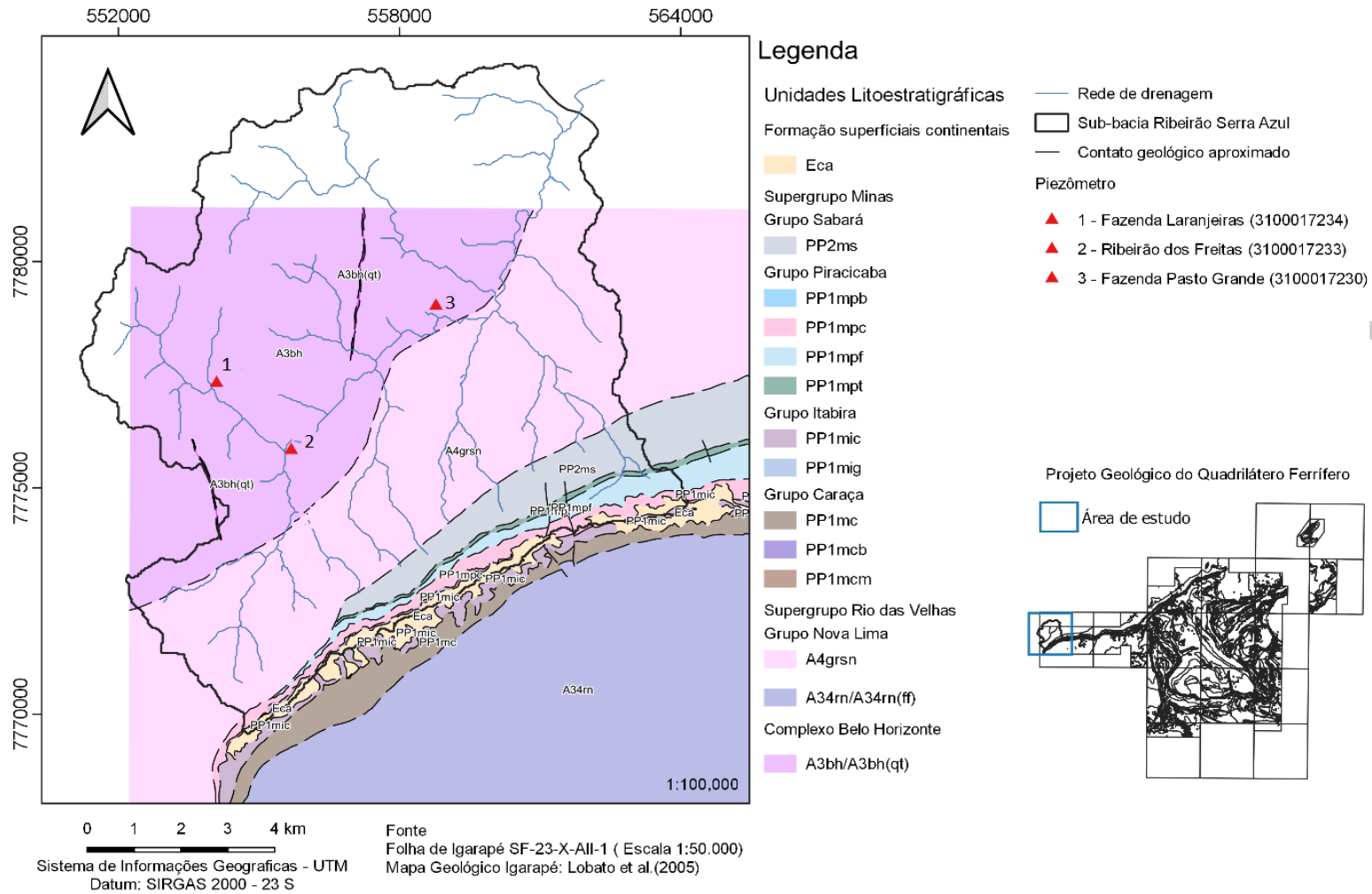


Figura 4.2: Mapa litológico da área de estudo

Tabela 4.1: Legenda expandida das litológicas presentes no mapa litológico da região de estudo

Sigla	Descrição
Eca	Canga: fragmentos de itabirito e hemalita compacta, cimentados por limonita
PP2ms	Indiviso: filito vermelho claro e escuro e marrom, saprolitizado
PP1mpb	Formação Barreiro: filito carbonoso cinza-escuro, lentes de filito vermelho-escuro e pardo
PP1mpt	Formação Taboões: quartzito cinza esverdeado e pardo, de gradunulação muito fina; quartzito branco
PP1 mpf	Formação Fêcho do Funil: filito silitico-dolomítico cinza e marrom e silitico dolomítico quartzoso
PP1 mpc	Formação Cercadinho: quartzito ferruginoso com especularita, filito cinzento-prateado com especularita muito fina e filito marrom
PP1mig	Formação Gandarela: filito dolomítico marrom-amarelado, itabirito dolomítico, itabirito e dolomítico, itabirito e dolomito cinzento
PP1mic	Formação Cauê: itabirito dolomítico, itabirito e filito
PP1mc	Indiviso: quartzito fino, quartzito filítico, filito e conglomerado
PP1mcb	Formação Batatal: filito cinza e marrom; filito vermelho-escuro, às vezes carbonoso
PP1mcm	Formação Moeda: quartzito cinza claro, fino a médio, filito sílico cinzento, verde-acinzentado e pardo-avermelhado
A4grsn	Gnaiss Souza Noschese: gnaiss granítico claro, equigranular, granulação média, a ortoclásio, plagioclásio e quartzo, com clorita, moscovita e biotita com acessórios
A34rn	Indiviso: xisto saprolítico vermelho-pardacento, marrom e cinza; quartzito-moscovita
A3bh	Gnaiss, rocha granítica cinza, quigranular a ligeiramente porfirítica, composta de plagioclásio, quartzo, ortoclásio, moscovita, biotita e epidoto; minerais máficos, concentrados em faixas pouco visíveis. Camadas de quartzito (qt)

Fonte: Lobato, Baltazar, Reis, Achtschin, Berni e Silveira, 2005.

4.1.2 Rede de monitoramento

Dentre os 6 piezômetros inseridos no aquífero poroso (granular) da Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS) na área de drenagem da estação fluviométrica Jardim, foram selecionados 3 piezômetros que apresentaram flutuações evidentes do nível d'água a eventos de precipitação e baixo ou nenhum nível de interrupções na leitura do nível d'água nos anos hidrológicos 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014. A disponibilidade dos dados de nível d'água subterrânea delimitou o intervalo temporal estudado nesta dissertação.

O perfil litológico e localização dos 3 piezômetros selecionados são visualizados na Figura 4.3 e na Figura 4.4, respectivamente. As fichas técnicas destes piezômetros encontram-se no Anexo A.

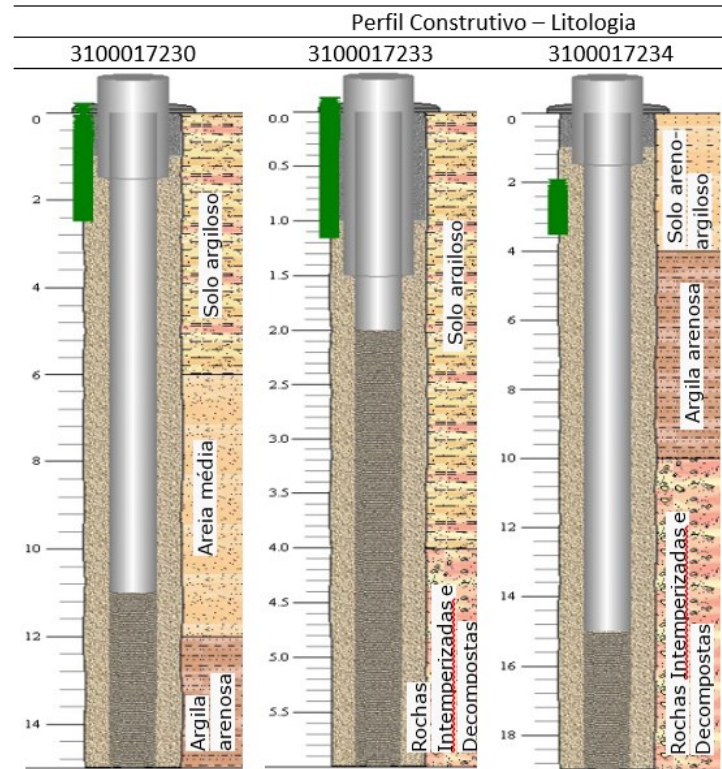


Figura 4.3: Perfis dos 3 piezômetros selecionados

Fonte: Pinto *et al.*, 2010.

A região da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim apresenta sete estações pluviométricas (Figura 4.5), duas estações fluviométricas, Jardim e Pasto Grande, ambas monitorando o Ribeirão Serra Azul (Figura 4.1), e duas estações climáticas, Alto Boa Vista e Florestal (Figura 4.6). Os dados pluviométricos, fluviométricos e climatológicos foram obtidos pelo Portal Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA).

Ressalta-se que, os dados da estação fluviométrica Jardim e estação climática Alto Boa Vista foram consistidos com base nos dados da estação fluviométrica Pasto Grande e estação climática Florestal, respectivamente, quando necessário, por técnicas dupla massa e correlação mencionadas por Naghettini e Pinto (2007).

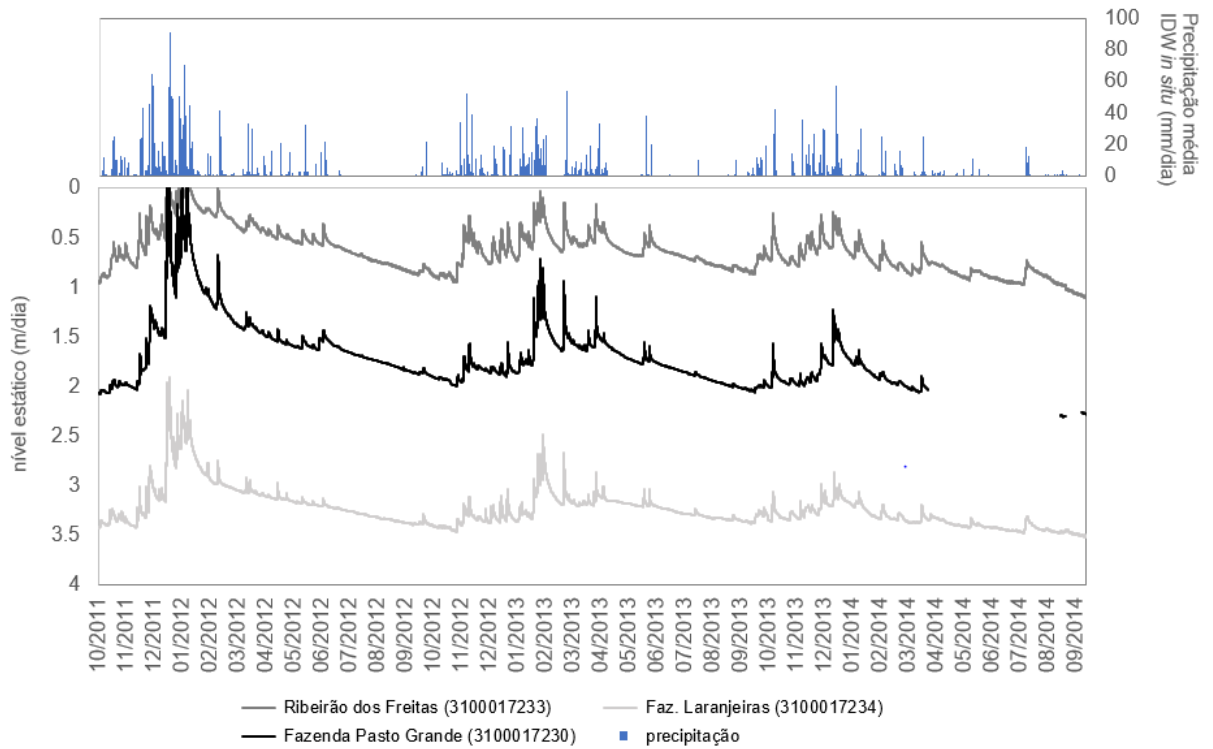


Figura 4.4: Leitura dos níveis dos piezômetros de 01/10/2011 a 30/09/2014.

Fonte: elaborada pelo autor.

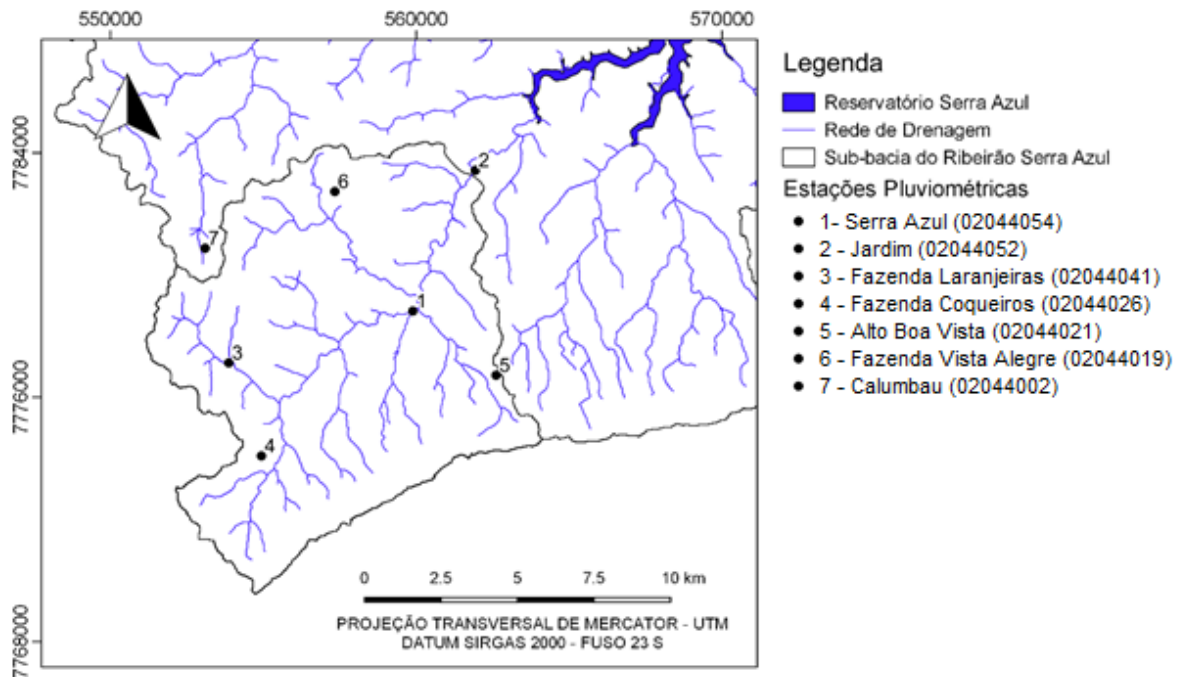


Figura 4.5: Estações pluviométricas da área de estudo

Fonte: elaborada pelo autor.

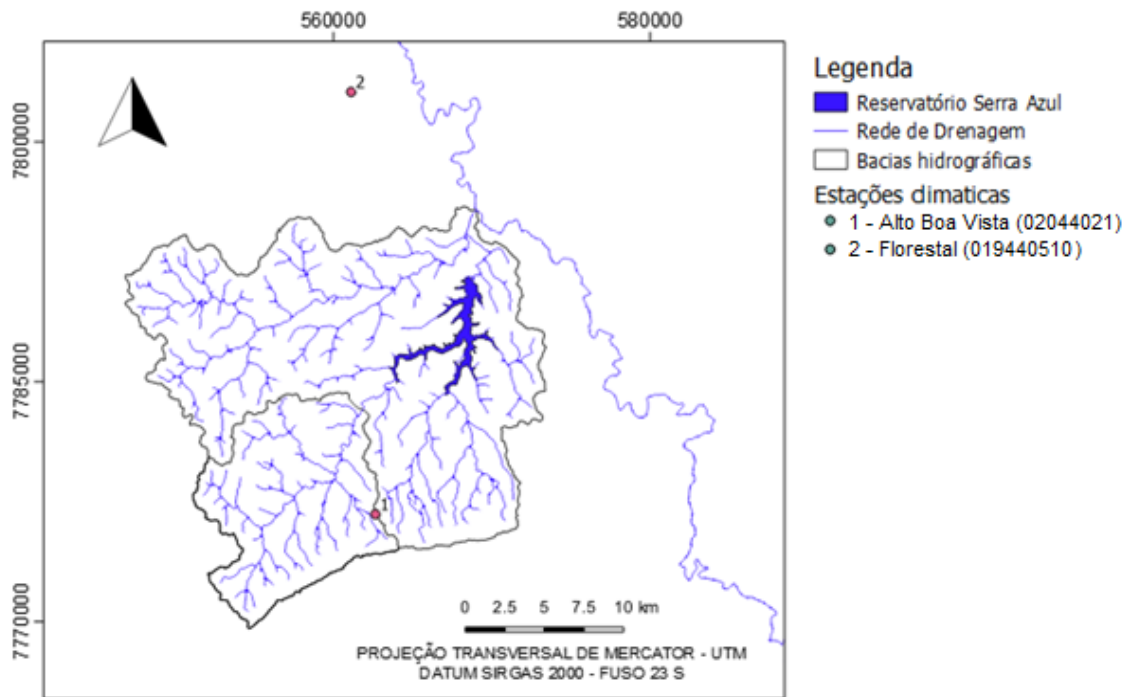


Figura 4.6: Estações climáticas da área de estudo

Fonte: elaborada pelo autor.

4.2 Estimativa da recarga pelo método do balanço hídrico no solo

O balanço hídrico no solo foi realizado baseando-se no método Thornthwaite empregando as modificações de Charles *et al.* (1993). Este método é um balanço hídrico sequencial mensal utilizado para simular o comportamento do ciclo hidrológico na zona não saturada do solo, com o intuito de estimar a recarga. O método utiliza como entrada variáveis de precipitação e evapotranspiração, como descrito no item 3.2. Neste trabalho, a aplicação do balanço hídrico é realizada utilizando as precipitações *in situ* e as precipitações por sensoriamento remoto. Nestes dois casos a evapotranspiração de referência é calculada com os dados *in situ*.

O período de simulação ocorreu entre outubro de 2011 a setembro de 2014, sendo usado como aquecimento do método o período de abril de 2011, final do período chuvoso, a setembro de 2011, início do ano hidrológico 2011/2012. Este período de aquecimento foi utilizado considerando a premissa de não haver déficit de umidade no final do período chuvoso e a necessidade de se conhecer a umidade do mês antecedente ao início do período de simulação do balanço hídrico.

A simulação do balanço hídrico no solo com dados *in situ* foi realizada por meio da aplicação da precipitação e evapotranspiração baseado em dados das estações pluviométricas (Figura 4.5)

e climáticas (Figura 4.6), respectivamente. O fluxograma da Figura 4.7 expõe as etapas e processos utilizados para aplicação do balanço hídrico no solo com dados *in situ*.

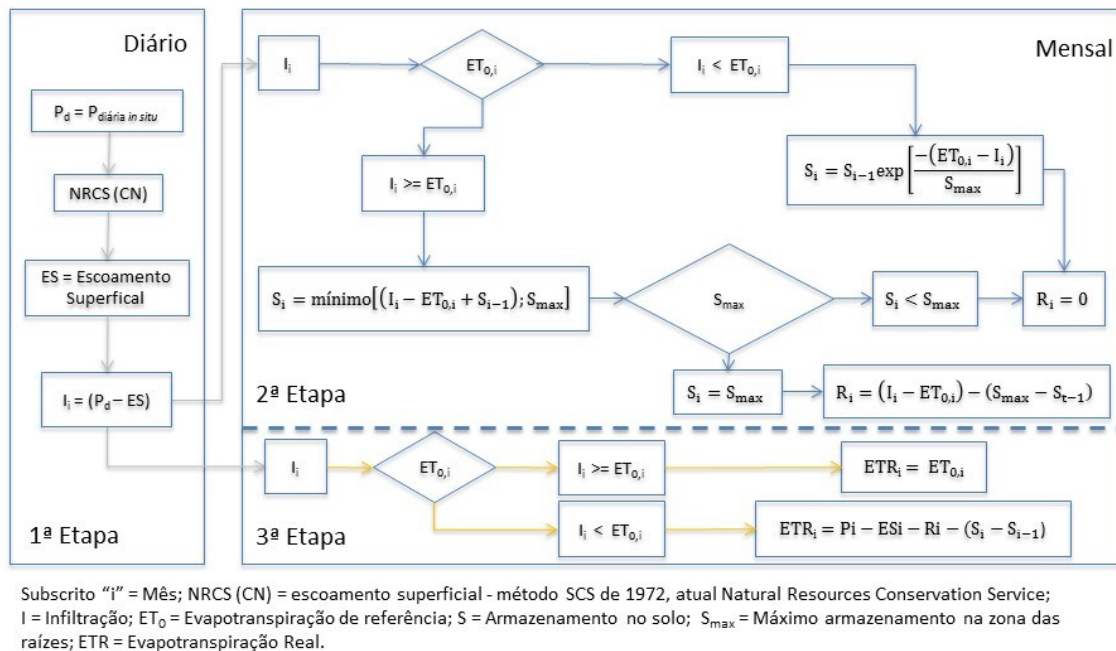


Figura 4.7: Fluxograma do balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação e evapotranspiração *in situ*.

Fonte: elaborada pelo autor.

Os dados diários das estações pluviométricas na região da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim (Figura 4.5) são interpolados pelo método IDW, com peso igual a 2, como descrito no item 3.2.2.1. Assim, sendo foram geradas 1279 imagens raster de precipitações diárias.

A evapotranspiração diária foi estimada por meio do método Penman-Monteith, descrito no item 3.2.2.3, com dados da estação climática de Alto Boa Vista (Figura 4.6). Entretanto, quando houve falhas no monitoramento desta estação climática foi utilizado os dados da estação climática de Florestal (Figura 4.6).

A simulação do balanço hídrico no solo empregando dados sensoriamento remoto foi efetuada através do uso dos dados de precipitação definido após a avaliação dos três produtos mencionados na Tabela 4.2. O fluxograma da Figura 4.8 expõe as etapas e processos utilizados para aplicação do balanço hídrico no solo com dados sensoriamento remoto.

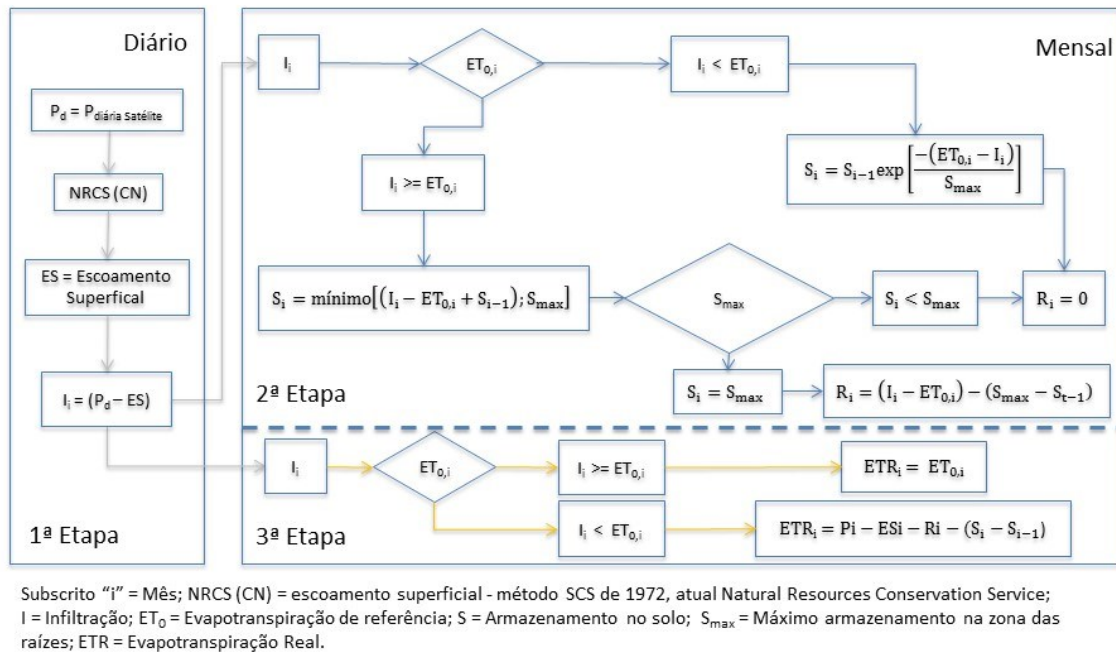


Figura 4.8: Fluxograma do método Thornthwaite aplicado dados de precipitação por sensoriamento remoto e evapotranspiração *in situ*.

Fonte: elaborada pelo autor.

Segundo Baez-Villanueva *et al.* (2018), não há um produto de estimativa de precipitação por sensoriamento remoto que apresente desempenho satisfatório de forma geral entre os existentes, de tal modo que é necessário avaliar as informações derivadas de satélites por meio de índices de desempenho para compreensão do comportamento dos produtos para cálculo posterior do balanço hídrico no solo. Os produtos de precipitação por sensoriamento remoto são descritos na Tabela 4.2, os quais distinguem-se pela resolução, calibração e sensores. Sua avaliação é realizada por índices de desempenho contínuos e categóricos, sendo selecionado aquele que apresente melhor desempenho.

Salio *et al.* (2015), Baez-Villanueva *et al.* (2018) e Beck *et al.* (2019) utilizam três índices de desempenho contínuos, que são eficiência modificada de Kling-Gupta (KGE'), erro quadrático médio (RMSE) e porcentagem do viés (PBIAS), descritos no Anexo B, e três índices categóricos, que são probabilidade de detecção ou taxa de acerto (POD), falso alarme (FAR) e viés de frequência (fBIAS), apresentados no Anexo C.

Os índices de desempenho foram aplicados aos dados de precipitação média diária dos produtos da Tabela 4.2 tendo como referência os dados precipitação média diária gerada pela interpolação IDW dos dados das estações pluviométricas. O intervalo da análise compreendeu

os anos hidrológicos de 2003/2004 a 2015/2016. Foi utilizada a precipitação média dos produtos da Tabela 4.2 devido à configuração espacial dos *pixels* dos produtos de precipitação por sensoriamento remoto, destacados na Figura 4.9

Tabela 4.2: Resumo dos produtos de precipitação por satélite usados neste trabalho

Nome	Descrição	Resolução espacial	Resolução temporal	Cobertura temporal	Referência
TRMM – TMPA 3B42RT V7	TRMM <i>Multi-satellite Precipitation Analysis</i> (TMPA) 34B4RT V7	0.25°	3 horas	1998 até 31 de dezembro de 2019	(BECK <i>et al.</i> , 2019)
PERSIANN-CCS	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks</i> (PERSIANN) <i>Cloud Classification System</i> (CCS)	0.04°	3 horas	2003 até o momento	(BECK <i>et al.</i> , 2019)
CoSch	<i>Combined Scheme approach</i>	0.25°	diário	2000 até o presente	(VILA <i>et al.</i> , 2009)

Fonte: elaborada pelo autor.

Salienta-se que os índices de desempenho contínuos são em escala trimestral, a fim de verificar o comportamento dos produtos em diferentes períodos sazonais. Já os índices de desempenho categóricos são avaliados em intervalos de intensidade de precipitação (mm/d), os quais são apresentados no Anexo C.

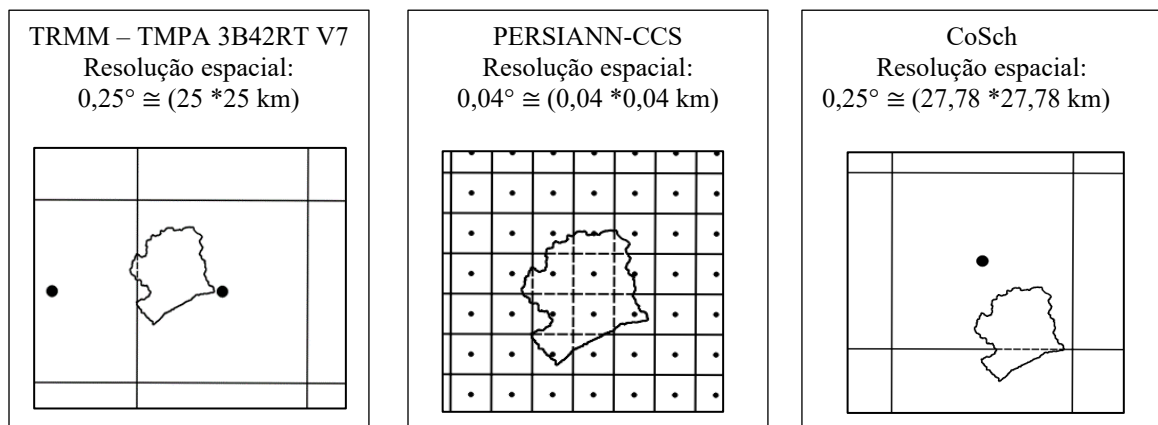


Figura 4.9: Distribuição espacial dos pixels dos produtos de precipitação por sensoriamento remoto

Fonte: elaborada pelo autor.

A leitura da precipitação diária das estações pluviométricas da ANA é realizada às 7h no horário de Brasília, ou seja, 10h no horário *Universal Coordinated Time* (UTC). Os produtos TRMM3B42RTv7 e PERSIANN-CSS tiveram a resolução temporal diária ajustada pela

acumulação do volume precipitado entre 12h do dia anterior até 12h no horário UTC do dia atual. O produto CoSch é disponibilizado em escala diária, sendo acumulado no intervalo de 12h do dia anterior a 12h do dia atual no horário UTC.

4.2.1 Cálculo do escoamento superficial e da Infiltração

A infiltração diária, presente no fluxograma da Figura 4.7 e Figura 4.8, foi calculada pela Equação (4.1), após a estimativa do escoamento superficial (Q).

$$INF = P - Q \quad (4.1)$$

O escoamento superficial Q é estimado pelo método CN/NRSC, descrito no item 3.2.1. Cunha *et al.* (2015) descreveu a equação curva de ajuste assintótico, Equação (4.2), para área de drenagem da estação fluviométrica Jardim no Ribeirão Serra Azul, baseada em 190 eventos entre 08/01/1997 a 28/05/2008. Ressalta-se que, a Equação (4.2) representa o CN médio da bacia em função da precipitação média espacial, ou seja, a estimativa do escoamento superficial é realizada de forma concentrada. Posteriormente, a estimativa de CN são aplicadas as fórmulas do método CN/NRSC, conforme as Equação (3.11) e Equação (3.10)

$$CN(P_{média}) = 30 + (100 - 30)\exp(-0,01569 * P_{média}) \quad (4.2)$$

O escoamento superficial Q resultante do método CN/NRSC utilizando a curva de ajuste assintótico foi avaliado com base no escoamento superficial da estação fluviométrica Jardim, estimado por filtro automático de separação de hidrograma, o Intervalo fixo (*fixed interval*), desenvolvido por Jettyjohn e Henning (1979). Esta estimativa estendeu-se entre abril de 2011 a setembro de 2014.

Em relação aos filtros automáticos de separação de hidrograma, estes diminuem a subjetividade inerente dos três métodos tradicionais de separação gráfica, Figura 4.10 (a), além de reduzir substancialmente o tempo necessário para a separação do hidrógrafo de uma série histórica. Os filtros automáticos comumente utilizados são Eckhardt (2005), Line e Hollick (1979), Intervalo fixo (*fixed interval*), Intervalo Móvel (*sliding interval*) e Mínimo local (*local minimum*), desenvolvidos por Jettyjohn e Henning (1979), entre outros citados por Brodie e Hostetler (2005).

Miranda (2012) observou que os resultados entre os métodos intervalo fixo, intervalo móvel e mínimo local eram semelhantes em duas áreas de drenagem estudadas na bacia do Rio das Velhas, ou seja, próxima a bacia do Rio Paraopeba. Desta forma, considerando a menor complexidade dos três métodos aplicados por Miranda (2012), foi selecionado o método de intervalo fixo para aplicação neste trabalho.

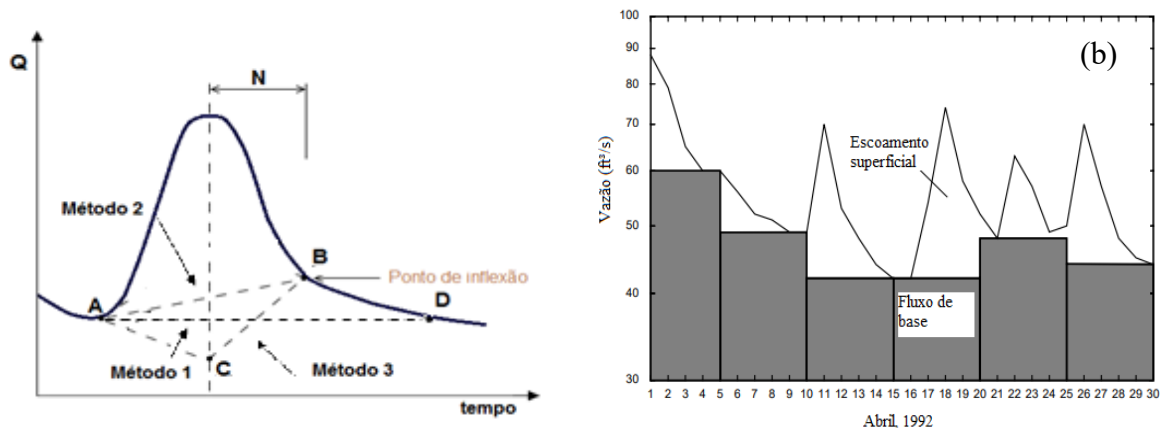
O método do intervalo fixo atribui a menor vazão em cada intervalo ($2*N$), iniciando no primeiro dia registrado. Onde (N) é o número de dias entre o pico do hidrograma e o encerramento do escoamento superficial, sendo determinado pela Equação (4.3) de Linsley *et al.* (1982 *apud* CROUSE; SLOTO, 1996) e visualizado na Figura 4.10(a). A aplicação do intervalo fixo é exemplificada na Figura 4.10 (b).

$$N = 0,827.A^{0,2} \quad (4.3)$$

Na qual:

N = número de dias entre o pico do hidrograma e o encerramento do escoamento superficial

A = área de drenagem da bacia hidrográfica (km²)



Legenda: (a) Estimativa do intervalo entre o pico e o ponto de encerramento do escoamento superficial pela Linsley *et al.* (1982 *apud* CROUSE; SLOTO, 1996). Além disso, destaca-se os 3 métodos gráficos de separação do escoamento descritos por Brodie e Hostetler (2005): Método 1 – Método de descarga constante, Método 2 – Método de inclinação constante, Método 3 – Método Côncavo e (b) Aplicação intervalo fixo por Crouse e Sloto (1996).

Figura 4.10: Aplicação do método de separação de escoamento intervalo fixo

Fonte: Brodie e Hostetler, 2005; Crouse e Sloto, 1996 (adaptado).

No caso da área em estudo, o número de dias pico do hidrograma e o encerramento do escoamento superficial é igual a 3 dias, de acordo com a fórmula de Linsley *et al.* (1982).

4.2.2 Estimativa do armazenamento máximo no solo

O armazenamento máximo, S_{max} , ou capacidade de água disponível, CAD, varia normalmente de 50 mm a 400 mm, com moda de 100 mm, segundo Dunne e Leopold (1978 *apud* HIPÓLITO; VAZ, 2013). Segundo Charles *et al.* (1993), o armazenamento máximo, S_{max} , pode ser estimada por meio da Equação (4.4)

$$S_{max} = PR * ADF \quad (4.4)$$

na qual:

S_{max} = armazenamento máximo disponível ou capacidade máxima disponível (mm)

PR = profundidade das raízes (m)

ADF = água disponível em função da textura (mm/m)

De acordo com Hipólito e Vaz (2013), a água disponível em função da textura são as seguintes: Areia Fina é 58 mm/m, Franco-Arenoso-Fino é 112 mm/m, Franco-Siltoso é 197 mm/m, Franco Argiloso é 121 mm/m e argiloso é 124mm/m. A profundidade das raízes é descrita na Tabela 4.3.

Tabela 4.3: Profundidade das raízes em função da textura

	Profundidade das raízes (m)				
	Areia Fina	Franco-Arenoso-Fino	Franco-Siltoso	Franco Argiloso	Argiloso
Raízes rasas	0,509	0,509	0,634	0,405	0,253
Raízes moderadamente profundas	0,762	1,015	1,015	0,814	0,509
Raízes profundas	1,015	1,015	1,271	1,015	0,677
Pomares	1,524	1,692	1,524	1,015	0,677
Floresta madura	2,539	2,03	2,03	1,625	1,189

Fonte: Charles, Behrrozi, Schooley e Hoffman, 1993 (adaptado).

Aplicando a Equação (4.4), aos dados de água disponível em função da textura apresentados por Hipólito e Vaz (2013) e aos de profundidade das raízes, também em função da textura, da Tabela 4.3, obtém-se o armazenamento máximo, S_{max} , na zona das raízes apresentados na Tabela 4.4

Tabela 4.4: Máximo armazenamento na zona de raízes

	S_{max} (mm) = Profundidade (m) * Água disponível (mm/m)				
	Areia Fina	Franco-Arenoso-Fino	Franco-Siltoso	Franco Argiloso	Argiloso
Raízes rasas	30	57	125	49	31

	S_{max} (mm) = Profundidade (m) * Água disponível (mm/m)				
	Areia Fina	Franco-Arenoso-Fino	Franco-Siltoso	Franco Argiloso	Argiloso
Raízes moderadamente profundas	44	114	200	98	63
Raízes profundas	59	114	250	123	84
Pomares	88	190	300	123	84
Floresta madura	147	227	400	197	147

Fonte: elaborada pelo autor.

A classificação dos tipos de raízes na área de drenagem da estação fluviométrica Jardim foi baseada no mapa de uso e ocupação do solo, elaborado, por meio da classificação Supervisionada, pixel a pixel, com *Shark Random Forests*⁶ do software Orfeo Toolbox, com base nas bandas 2 (*Blue*), 3 (*Green*), 4 (*Red*), 5 (*Near Infrared*) e 6 (*SWIR 1*) do Landsat 8, captada em outubro de 2013. Considerou-se que não houve mudanças significativas no uso e ocupação do solo entre 2011 a 2014. A Tabela 4.5 informa a associação utilizada pelo autor entre o uso e ocupação do solo com o tipo de zona de raiz.

Tabela 4.5: Classificação da zona de raízes associada ao uso e ocupação do solo

Tipo de zona de raiz	Uso e ocupação do solo
Raízes rasas	Área de mineração
	Urbano
Raízes moderadamente profundas	Pasto e área agrícola
	Vegetação Nativa Rasa
Raízes profundas	Vegetação Nativa Densa

Fonte: elaborada pelo autor.

A textura do solo de acordo com o enquadramento da Tabela 4.4 foi baseado no Mapa Solo do Estado de Minas Gerais na escala 1:500.000.

Do exposto, a metodologia para estimar a CAD é apresentada no fluxograma da Figura 4.11.

⁶ *Shark Random Forests*: modelo probabilístico, presente *software Orfeo Toolbox*, que constrói um conjunto de árvores de decisão. Cada árvore pode não fornecer uma previsão confiável, mas reunindo-as, elas formam um classificador robusto. A previsão deste modelo é o modo das previsões de árvores individuais, segundo *Manual Orfeo Toolbox*.

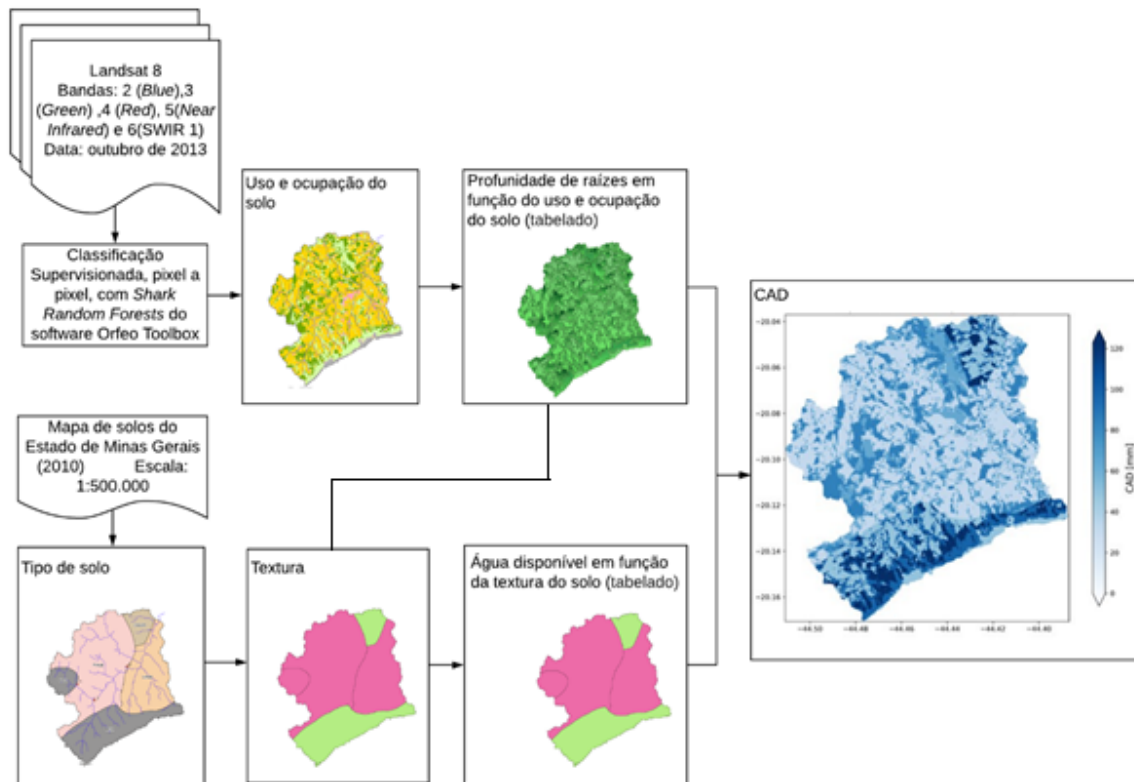


Figura 4.11: Fluxograma da metodologia para estimar a CAD

Fonte: elaborada pelo autor.

4.3 Estimativa da recarga pelo balanço hídrico simplificado

Com o propósito de também avaliar o desempenho do uso simultâneo da precipitação e da evapotranspiração real estimadas via sensoriamento remoto na estimativa indireta da recarga foi aplicado um balanço hídrico simplificado como apresentado por Coelho *et al.* (2017) e representado pela Equação (4.5).

$$R = P - Q - ETR \quad (4.5)$$

na qual:

R = recarga (mm/mês)

P = precipitação (mm/mês)

Q = escoamento superficial (mm/mês)

ETR = evapotranspiração real (mm/mês)

A Equação (4.5) pressupõe que parte da precipitação retorna à atmosfera por evapotranspiração, ETR , ou esco superficialmente sobre o terreno, Q , e que os resíduos representam a recarga, R .

Além disso, neste equacionamento as alterações no armazenamento de água subterrânea dentro do volume de controle foram desconsideradas.

Além do escoamento superficial calculado conforme o método do CN/NRSC descrito no item 4.2.1 foram utilizados os dados derivados dos produtos de sensoriamento remoto de precipitação e evapotranspiração real. A precipitação via sensoriamento remoto foi discutida anteriormente.

Em relação a evapotranspiração, foi utilizado o produto de ETR mensal originário do algoritmo SSEBop como discutido no item 3.2.3.2. Este produto é denominado SSEBop v4, cuja resolução espacial é de 1 km. Atualmente, os dados do SSEBop v4 são disponíveis no período de 2000 até o presente no portal da USGS.⁷ Os dados de evapotranspiração real estimados via SSEBop não foram validados com os dados *in situ* da bacia, considerou-se correta a validação efetuada pelo USGS.

4.4 Estimativa da recarga pelo método VNA

A estimativa de recarga bruta pelo método da VNA foi aplicada conforme item 3.3. Os três piezômetros presentes na área de drenagem da estação fluviométrica Jardim (Fazenda Pasto Grande, Ribeirão Freitas e Fazenda Laranjeiras) são visualizados nas Figura 4.2 e Figura 4.3. A série histórica entre 2011 a 2014 é apresentada na Figura 4.4.

Salienta-se que, na época da instalação destes piezômetros houve um problema no teste de bombeamento, que resultou na impossibilidade da estimativa do rendimento específico. Além disso, no banco de dados da RIMAS não constam os valores desta variável para piezômetros próximos da região em estudo.

Segundo Pinto *et al.* (2010), o aquífero monitorado por estes piezômetros pode ser classificado como de textura argilo-arenosa. Na literatura, Johnson (1967) apresenta o compilado de estudos correlacionando rendimento específico com textura do aquífero, conforme Tabela 3.7. Entretanto, a amplitude dos valores de rendimento específico para a textura argilo-arenosa, a

⁷ Disponível em: <https://earlywarning.usgs.gov/fews/product/460>.

qual possui média 0,07 e coeficiente de variação de 44%, é grande. Assim, a estimativa da recarga ficaria abrangente.

Desta forma, foi necessária a aplicação do método descrito por Rasussen e Andreasen (1958) para estimativa do rendimento específico, o qual se baseia na seleção crítica de períodos de recarga de água subterrânea. Segundo Rasussen e Andreasen (1958) as melhores condições para calcular o rendimento específico ocorrem quando a evapotranspiração e a mudança de umidade do solo são pequenas e a recarga de água subterrânea é elevada. Essas condições predominam quando se observam as seguintes condições: a deficiência de umidade do solo é zero nos momentos em que a elevação do nível d'água subterrânea é igual ou superior a 1 ft, ou seja, 30,48 cm, e as perdas por evapotranspiração são comparativamente baixas. A estimativa do rendimento específico é efetuada com a Equação (4.6)

$$\begin{array}{l}
 P = R + \Delta H \cdot S_y + \Delta SW + ET \\
 \text{ou} \quad S_y = \frac{P - R - \Delta SW - ET}{\Delta H}
 \end{array}
 \tag{4.6}$$

na qual:

P = precipitação, mm

R = escoamento superficial, mm

ΔH = variação de nível d'água subterrânea (diferença entre os níveis final e inicial no intervalo de tempo considerado), mm

S_y = rendimento específico

ΔSW = variação do armazenamento, mm

ET = evapotranspiração, mm

Após o cálculo do rendimento específico, S_y , pela Equação (4.60) é possível estimar a recarga bruta, como descrito no item 3.3, aplicando a Equação (3.43) em cada episódio de elevação de nível d'água.

4.5 Avaliação da estimativa de recarga

O comportamento das estimativas da recarga, considerando os três procedimentos anteriores, foi avaliado por meio das seguintes métricas: a raiz do erro quadrático médio, o coeficiente de determinação e o método de Kling-Gupta, KGE', descrito no Anexo B. A referência utilizada foram as estimativas de recarga pelo método da VNA.

O RMSE, apresentado na Equação (4.7), avalia o quanto em média é discrepante o dado observado do estimado.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y - \hat{y})^2} \quad (4.7)$$

na qual:

$RMSE$ = raiz do erro quadrático médio

n = número de observações

y e \hat{y} = valores observados e estimados no intervalo de tempo (i)

No gráfico de dispersão entre os valores de recarga estimada e a avaliada pelo método da VNA é possível verificar o alinhamento dos pontos. Em uma situação ideal, os dados estimados descrevendo perfeitamente os dados observados, os pontos se alinharão como uma reta que passa pela origem, com o coeficiente angular e o coeficiente de determinação iguais a um (1).

O coeficiente de determinação, Equação (4.8), calcula a proporção da variância dos dados observados que é explicada pelos dados estimados. Os valores de R^2 variam entre 0 e 1, os resultados mais próximos de um indicam melhor qualidade do ajuste entre os dados observados e estimados.

$$R^2 = \left(\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y}) (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})}{\sqrt{\sum_1^n (y_i - \bar{y})^2} \sqrt{\sum_1^n (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})^2}} \right)^2 \quad (4.8)$$

A avaliação dos métodos de estimativa da recarga foi limitada aos meses de outubro de 2011 a setembro 2014 devido à disponibilidade de dados de nível d'água nos piezômetros, como no item 4.1.2.

A Figura 4.12 apresenta o fluxograma da metodologia aplicada para avaliar a estimativa da recarga pelos três procedimentos anteriores tendo como referência a estimativa pelo método da VNA. Nessa figura também é possível visualizar as etapas na avaliação prévia dos 3 produtos de precipitação por sensoriamento remoto.

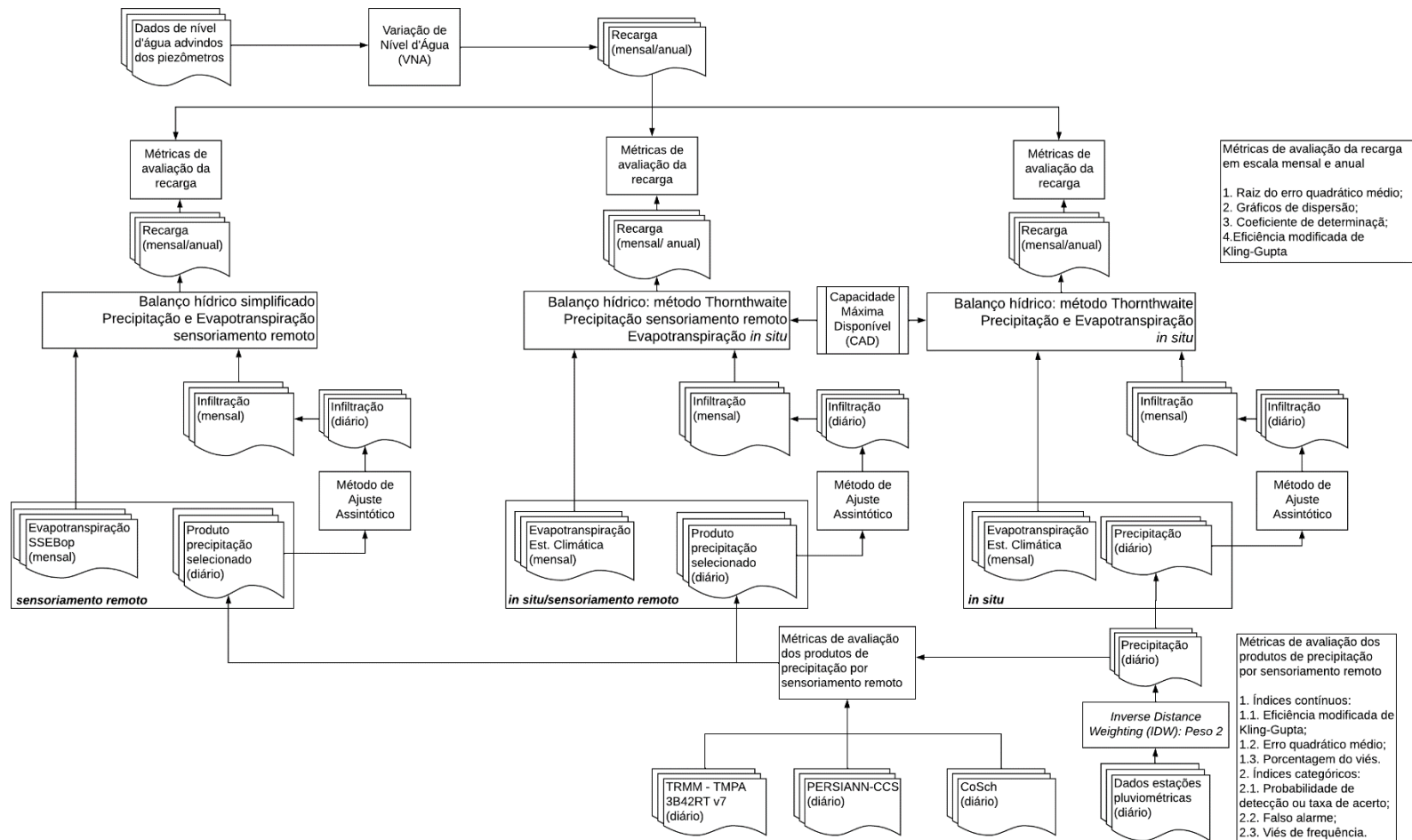


Figura 4.12: Fluxograma da metodologia aplicada para avaliar a estimativa da recarga pelos três procedimentos.

Fonte: elaborada pelo autor.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Balanço Hídrico no Solo

5.1.1 Estimativa do armazenamento máximo no solo

O mapa de uso e ocupação do solo elaborado a partir de dados do Landsat 8 é apresentado na Figura 5.1 e o mapa do solo é apresentado na Figura 5.2. Com auxílio destas figuras foi realizado o cruzamento da textura (Figura 5.3) com o tipo de raiz (Figura 5.4), descritos Tabela 4.4, para confeccionar o mapa S_{max} ou CAD (Figura 5.5). O mapa de S_{max} foi utilizado no cálculo do balanço hídrico no solo empregando dados de precipitação e evapotranspiração *in situ* e com dados de produto de precipitação originado via sensoriamento remoto e evapotranspiração *in situ*, pois ambos utilizam o método Thornthwaite.

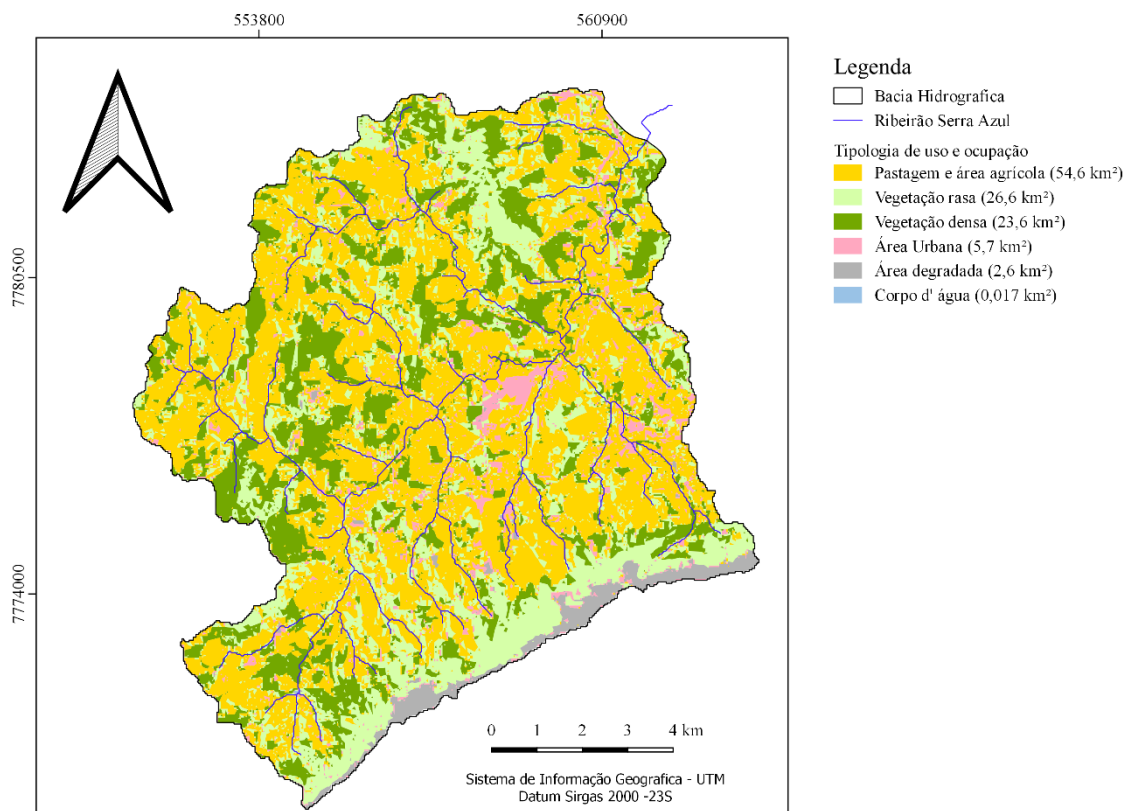


Figura 5.1: Mapa de uso e ocupação do solo

Fonte: elaborada pelo autor.

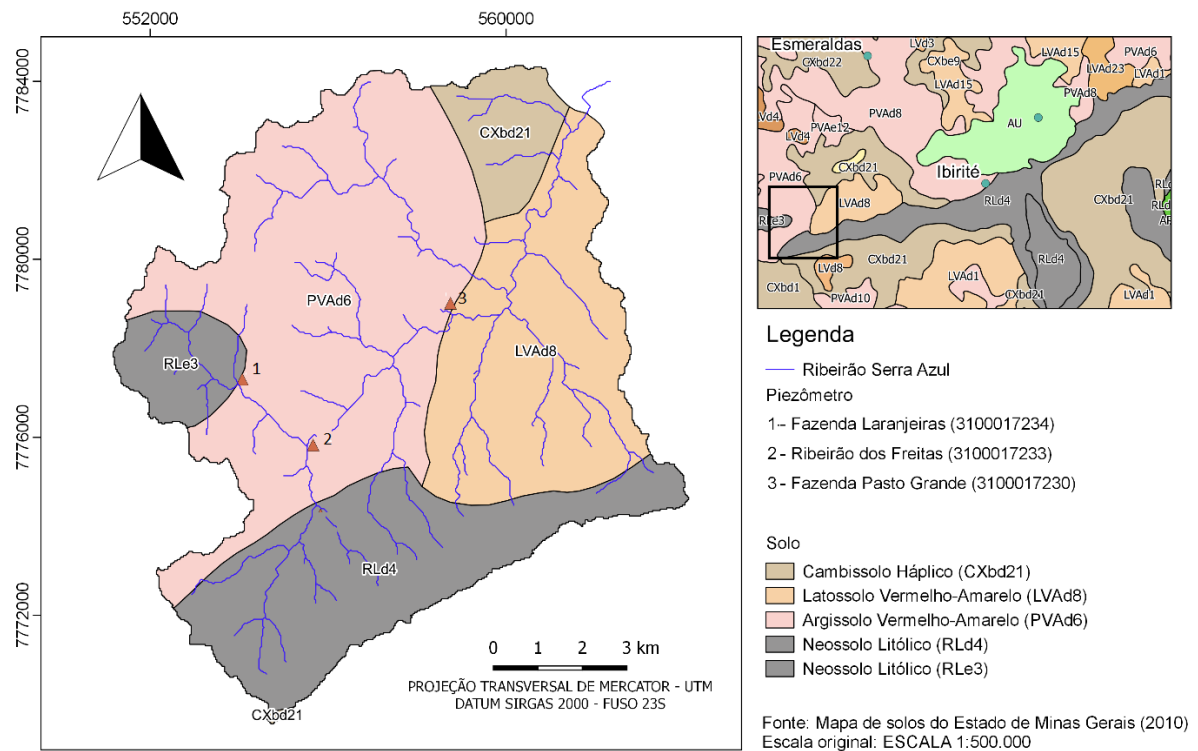


Figura 5.2: Mapa de solos na área de estudo

Fonte: elaborada pelo autor.

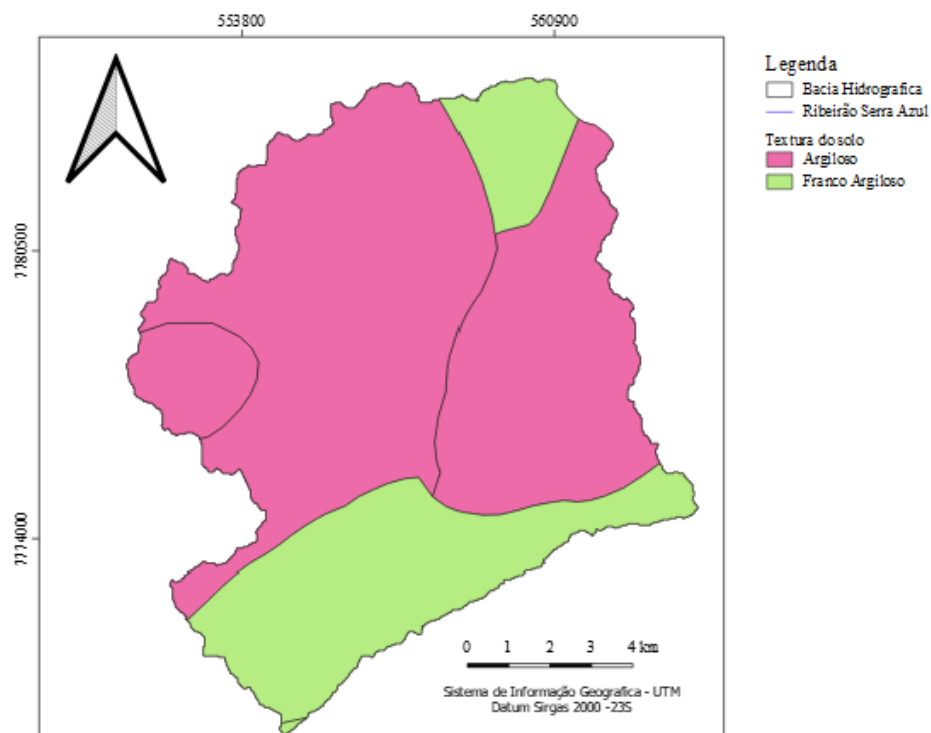


Figura 5.3: Mapa de textura

Fonte: elaborada pelo autor.

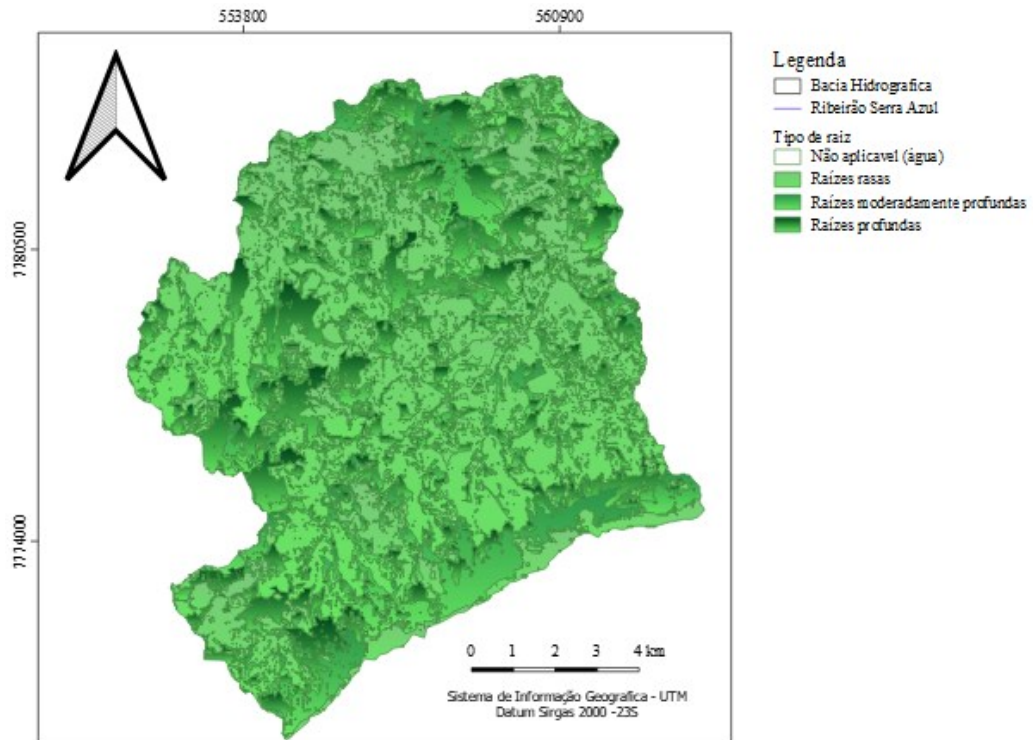


Figura 5.4: Tipo de raiz

Fonte: elaborada pelo autor.

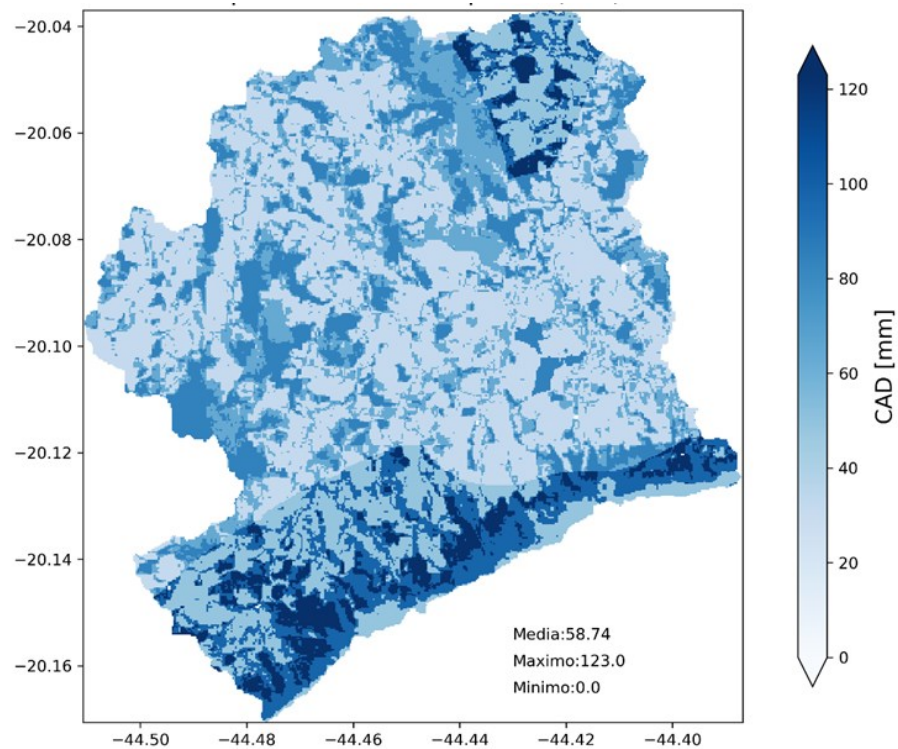


Figura 5.5: Mapa do CAD ou S_{max} da área de drenagem da estação fluviométrica Jardim

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.2 Balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação e evapotranspiração potencial *in situ*

5.1.2.1 Dados *in situ*: precipitação e evapotranspiração potencial

Os dados diários das estações pluviométricas da Figura 4.5 foram interpolados pelo método interpolação IDW, com peso igual a 2, entre abril de 2011 a setembro de 2014 e, em seguida foi efetuada a totalização mensal sobre a área de drenagem de Jardim como apresentado na Tabela 5.1. Os mapas mensais resultantes da interpolação dos dados de precipitação *in situ* estão apresentados no Apêndice B

Tabela 5.1: Precipitações *in situ* sobre a área de drenagem de estação fluviométrica Jardim (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	138,6	307,7	556,0	334,1	75,8	114,6	68,5	57,4	56,5	0,0	0,0	29,9	1739,1
2012/2013	26,4	215,6	125,5	259,2	90,2	192,6	90,9	63,2	21,6	9,6	0,9	34,9	1130,6
2013/2014	140,4	129,2	277,8	82,0	42,4	52,2	53,6	16,8	5,3	48,0	1,4	5,5	854,6
Média	101,8	217,5	319,8	225,1	69,5	119,8	71,0	45,8	27,8	19,2	0,8	23,5	1241,4

O Gráfico da Figura 5.6 retrata a precipitação média na área de estudo nos meses de abril de 2011 a setembro de 2014, estimada pelo método IDW. A precipitação total no ano hidrológico 2011/2012 (1.739 mm/ano) e 2012/2013 (1.131 mm/ano) estão acima da média histórica, que é igual a 1.142 mm/ano (1988 a 2012), ao contrário do ano hidrológico de 2013/2014 (855 mm/ano), o qual precipitou abaixo da média histórica. Os mapas da precipitação anual são apresentados na Figura 5.7.

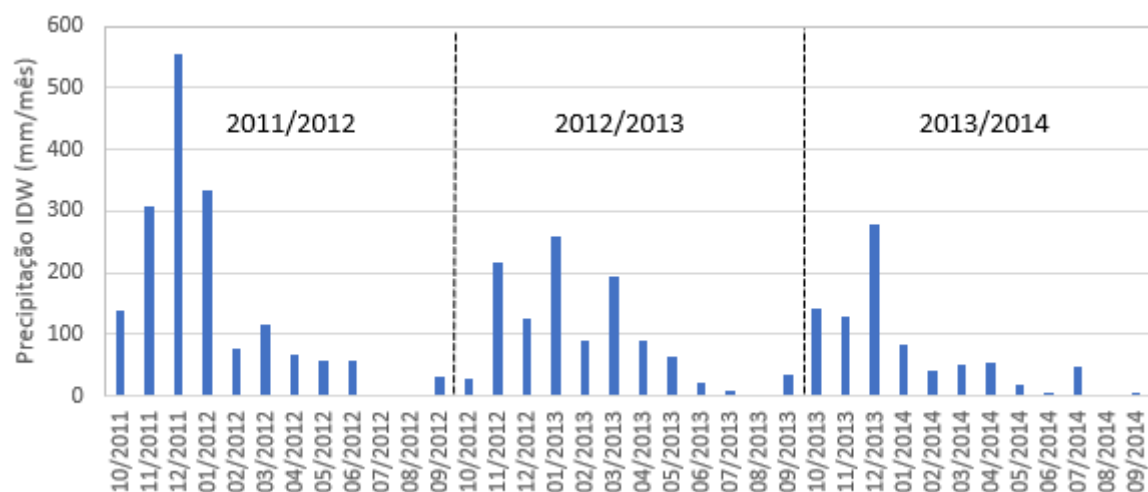


Figura 5.6: Precipitação média mensal estimada com dados *in situ* na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014 pelo método IDW

Fonte: elaborada pelo autor.

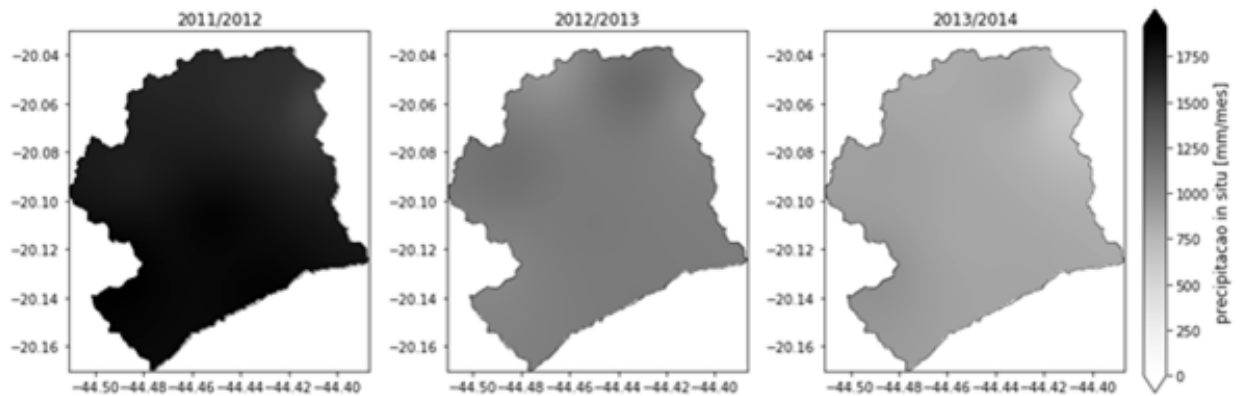


Figura 5.7: Mapas precipitação anual estimada pelo método IDW

Fonte: elaborada pelo autor.

Os valores da evapotranspiração potencial, determinada a partir da ETo mensal estimada pelo método de Penman-Monteith entre abril de 2011 a setembro de 2014 estão na Tabela 5.2. presentes no Apêndice A. O gráfico da Figura 5.8 ilustra a variação mensal da ETp.

Tabela 5.2: Evapotranspiração potencial *in situ* sobre a área de drenagem de Jardim (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	101,8	105,9	116,7	108,6	103,2	108,4	103,8	78,6	58,1	81,3	91,5	101,4	1159,3
2012/2013	121,0	119,2	144,0	141,4	134,8	119,0	96,1	82,3	60,6	66,4	101,2	103,6	1289,4
2013/2014	106,1	124,7	131,0	160,4	121,9	110,4	104,7	70,8	70,1	75,1	112,6	127,9	1315,6
Média	109,6	116,6	130,6	136,8	120,0	112,6	101,5	77,2	62,9	74,2	101,8	111,0	1254,8

Nos anos hidrológicos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, a ETo anual foi igual a 1.159; 1.289 e 1.316 mm/ano, respectivamente, sendo ilustrados na Figura 5.9. Os mapas de evapotranspiração mensal são apresentados no Apêndice C.

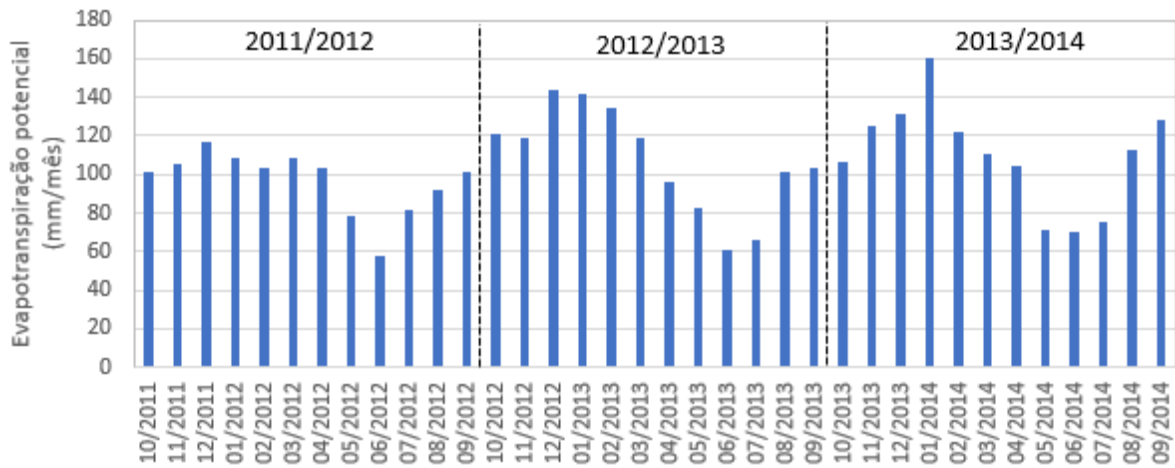


Figura 5.8: Evapotranspiração potencial mensal estimada pelo método Penman-Monteith entre 10/2011 a 09/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

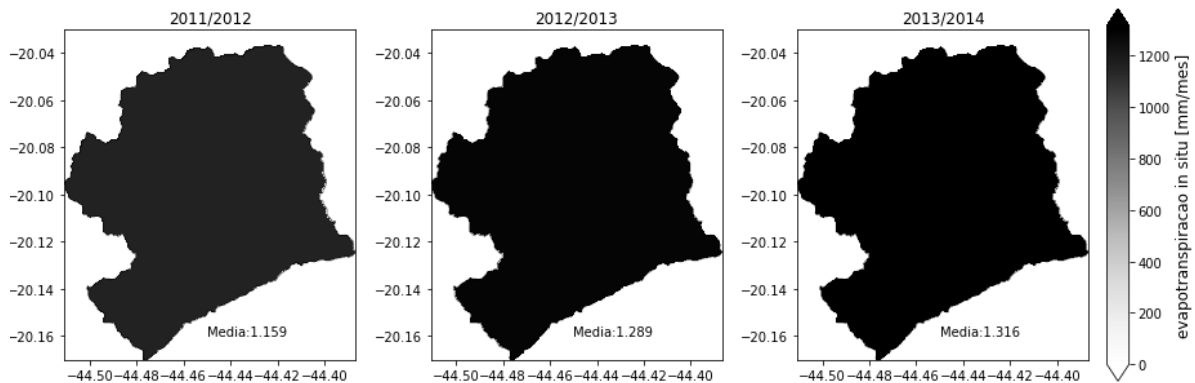


Figura 5.9: Mapas de evapotranspiração potencial anual estimada pelo método Penman-Monteith

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.2.2 Infiltração baseada em dados de precipitação *in situ*

O escoamento superficial foi estimado pelo método CN/NRSC, utilizando a equação de curva de ajuste assintótico por Cunha *et al.* (2005), dada pela Equação (4.2), e a precipitação média originária da interpolação dos dados das estações pluviométricas pelo método IDW.

O escoamento superficial mensal é apresentado na Tabela 5.3 e retratado na Figura 5.10. No ano hidrológico de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, o escoamento superficial médio anual foi igual a 261 mm/ano, 174 mm/ano, 149 mm/ano, respectivamente.

Tabela 5.3: Escoamento superficial estimado empregando dados *in situ* (mm)

Ano Hidrol.	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	19,36	48,84	61,69	60,25	10,85	17,74	14,23	11,52	11,04	0,00	0,00	5,38	260,9
2012/2013	6,47	37,42	21,16	34,62	3,63	37,72	15,24	11,70	4,59	1,04	0,00	0,70	174,3

Ano Hidrol.	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2013/2014	25,02	8,38	57,63	19,67	5,24	11,61	8,07	1,63	1,07	9,15	0,00	1,16	148,6
Média	16,95	31,55	46,83	38,18	6,57	22,36	12,51	8,28	5,57	3,40	0,00	2,41	194,6

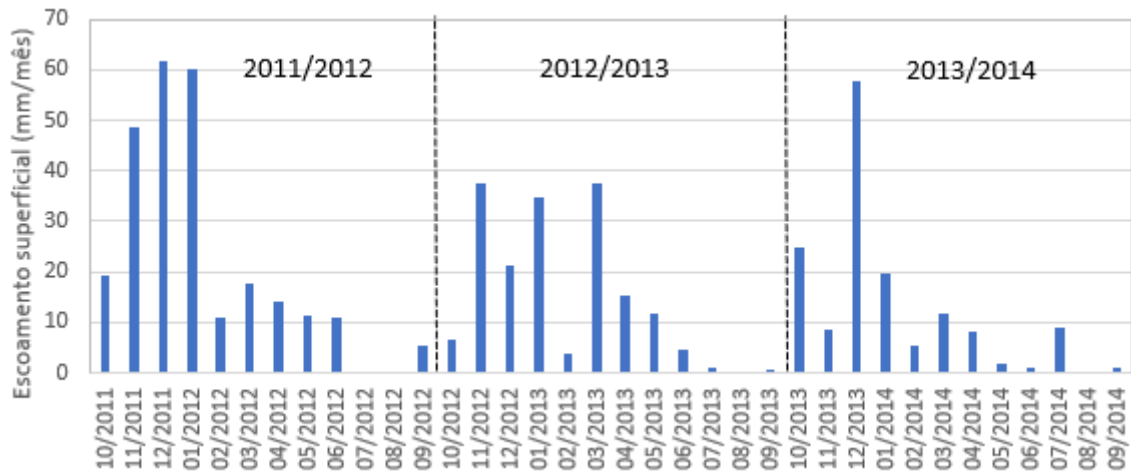


Figura 5.10: Escoamento superficial mensal estimados com dados *in situ* na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

Posteriormente, foi aplicada a Equação (4.1) para estimar a infiltração média na área de drenagem da estação fluviométrica Jardim, sendo apresentado na Tabela 5.4 na Figura 5.11. No ano hidrológico de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, a infiltração média anual foi igual a 1478 mm/ano, 956 mm/ano e 706 mm/ano, respectivamente, conforme Figura 5.12.

Tabela 5.4: Infiltração estimada empregando dados *in situ* (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	119,2	258,9	494,3	273,9	65,0	96,9	54,2	45,8	45,4	0,0	0,0	24,6	1478,2
2012/2013	19,9	178,2	104,3	224,6	86,6	154,9	75,7	51,5	17,0	8,6	0,9	34,2	956,3
2013/2014	115,4	120,8	220,1	62,3	37,1	40,6	45,5	15,2	4,2	38,8	1,4	4,4	705,9
Média	84,8	186,0	272,9	186,9	62,9	97,5	58,5	37,5	22,2	15,8	0,8	21,1	1046,8

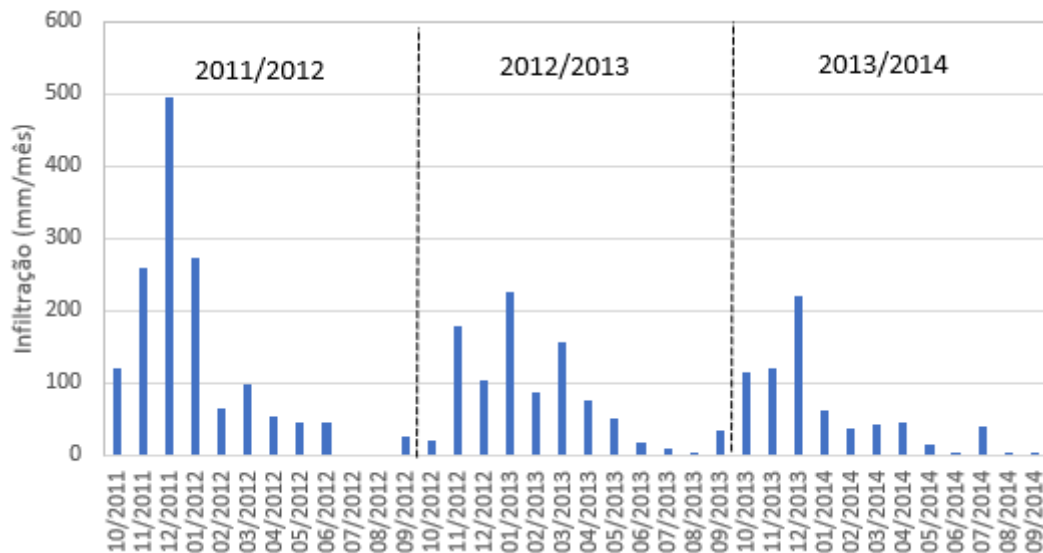


Figura 5.11: Infiltração mensal estimada com dados *in situ* na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

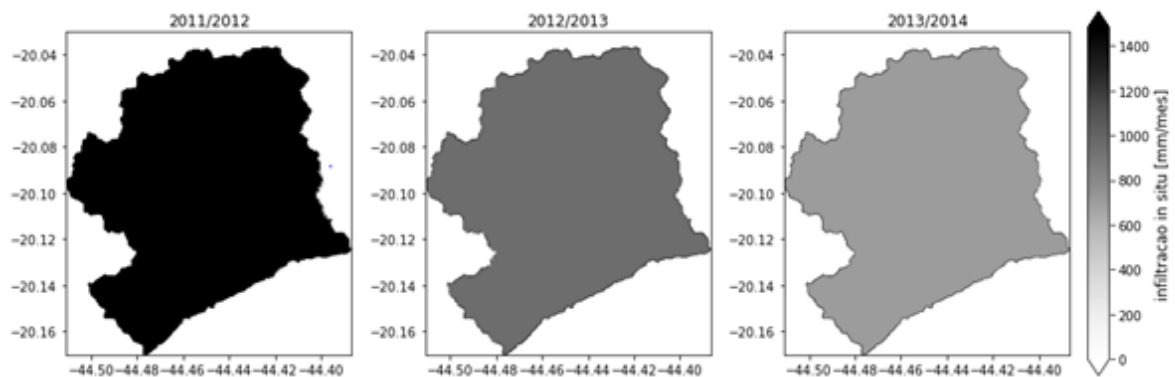


Figura 5.12: Mapas anuais de infiltração baseada em dados de precipitação *in situ*

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.2.3 Recarga baseada no balanço hídrico com dados precipitação e evapotranspiração *in situ*

A estimativa de recarga mensal pelo balanço hídrico no solo, ou seja, método Thornthwaite empregando a modificações de Charles et al. (1993), utilizando os dados *in situ* é apresentada na Tabela 5.5 e Figura 5.13.

Tabela 5.5: Recarga estimada pelo método de balanço hídrico com dados *in situ* (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	17,37	112,3	377,52	165,28	0	0	0	0	0	0	0	0	672,5
2012/2013	0	41,06	0	48,25	0	16,31	0	0	0	0	0	0	105,6
2013/2014	9,34	0	46,16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55,5
Média	8,9	51,1	141,2	71,2	0	5,4	0	0	0	0	0	0	277,8

A recarga total anual registrada foi igual a 672 mm/ano, 106 mm/ano e 55 mm/ano nos anos hidrológicos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, respectivamente, conforme Figura 5.14 e Tabela 5.5. Os mapas mensais gerados são apresentados no Apêndice D. A Figura 5.14 apresenta a recarga média por ano hidrológico.

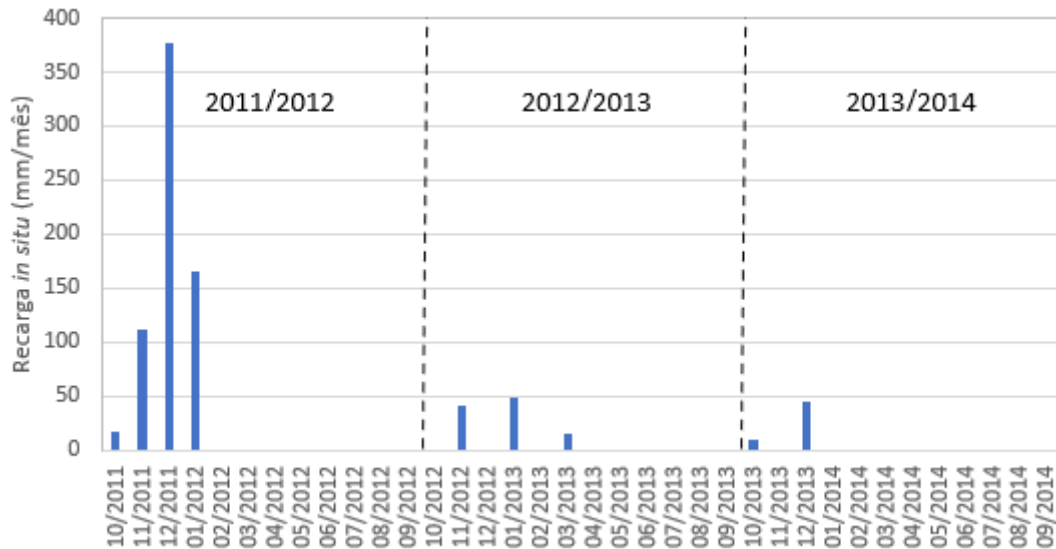


Figura 5.13: Estimativa de recarga estimada pelo método de balanço hídrico com dados *in situ*

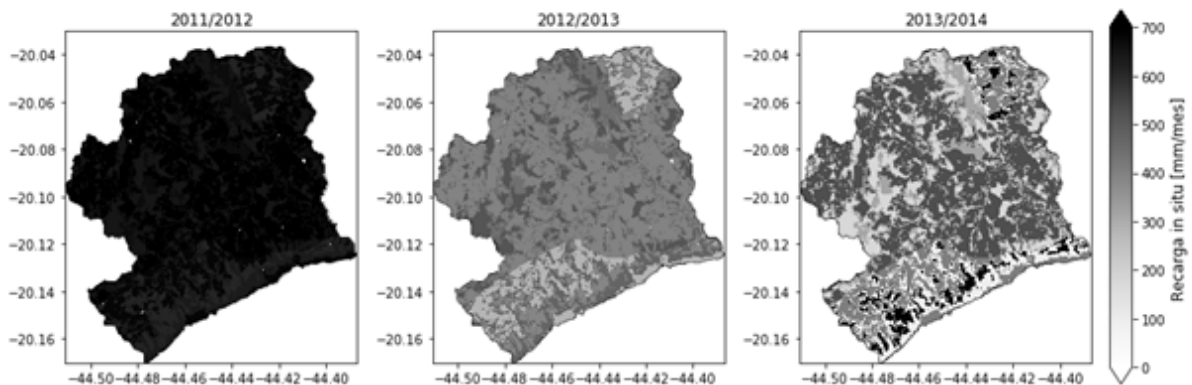


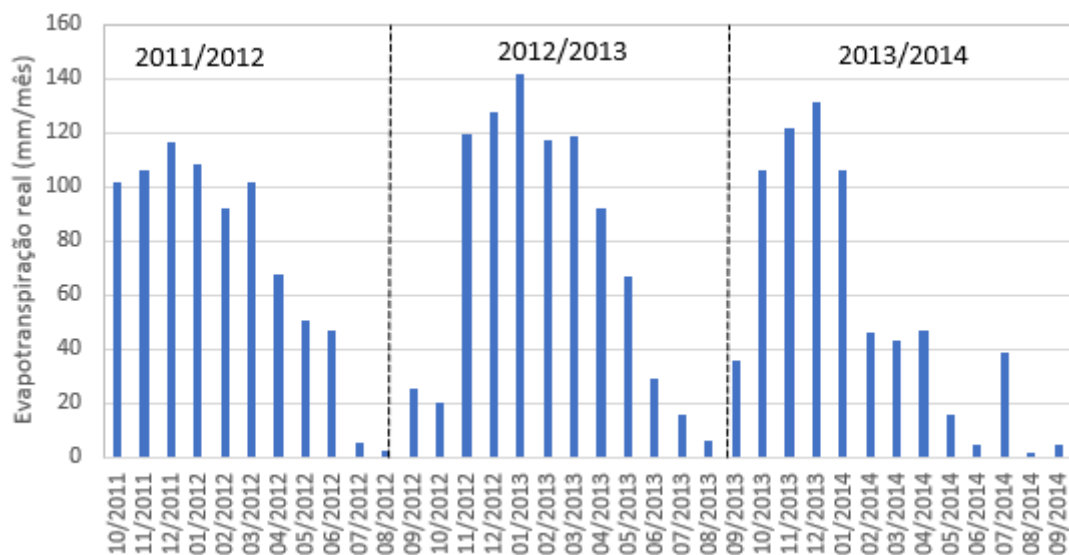
Figura 5.14: Mapas de recarga anual estimada pelo método de balanço hídrico com dados *in situ*

Fonte: elaborada pelo autor.

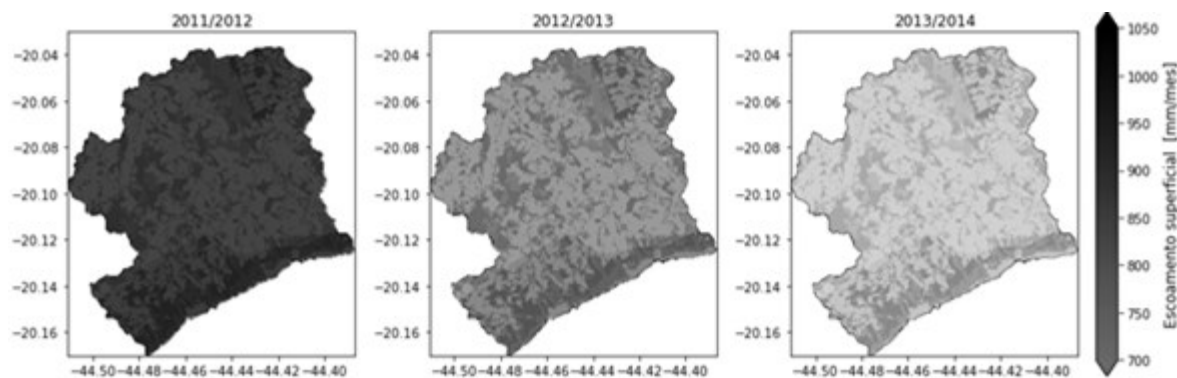
No fluxograma da Figura 4.7, a 3ª etapa do processo de cálculo do balanço hídrico no solo permite estimar a evapotranspiração real, sendo apresentada na Tabela 5.6 e na Figura 5.15. Os mapas da ETr em escala mensal estão no Apêndice E. No ano hidrológico de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, a ETr foi igual a 824 mm/ano, 890 mm/ano e 666 mm/ano, respectivamente, conforme Figura 5.16

Tabela 5.6: Evapotranspiração real estimada empregando dados *in situ* (mm)

Ano Hidrol.	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	101,8	105,9	116,7	108,6	91,6	101,8	67,4	50,5	46,8	5,0	2,1	25,3	823,6
2012/2013	20,3	119,2	127,6	141,4	117,5	119,0	92,2	66,8	28,7	16,0	5,8	35,5	890,1
2013/2014	106,1	121,6	131,0	106,3	46,0	43,4	46,7	15,8	4,6	38,9	1,6	4,5	666,4
Média	76,1	115,6	125,1	118,8	85,1	88,1	68,8	44,4	26,7	20,0	3,2	21,8	793,4

**Figura 5.15:** Evapotranspiração real mensal estimada pela 3ª etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados *in situ*

Fonte: elaborada pelo autor.

**Figura 5.16:** Mapas de evapotranspiração real anual estimada pela 3ª etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados *in situ*

Fonte: elaborada pelo autor.

A Tabela 5.7 apresenta os valores médios, referente ao período de out/2011 a set/2014, das variáveis envolvidas no cálculo do balanço hídrico no solo utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração obtidos em estações *in situ*.

Tabela 5.7: Resumo dos valores médios do balanço hídrico no solo empregando dados *in situ* de precipitação e evapotranspiração Potencial (mm) entre 2011/2012 a 2013/2014

Variável	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
P	101,8	217,5	319,8	225,1	69,5	119,8	71,0	45,8	27,8	19,2	0,8	23,5	1241,4
ET _o	109,6	116,6	130,6	136,8	120,0	112,6	101,5	77,2	62,9	74,2	101,8	111,0	1254,8
ES	17,0	31,5	46,8	38,2	6,6	22,4	12,5	8,3	5,6	3,4	0,0	2,4	194,6
I	84,8	186,0	272,9	186,9	62,9	97,5	58,5	37,5	22,2	15,8	0,8	21,1	1046,8
R	8,9	51,1	141,2	71,2	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	277,8
ETR	76,1	115,6	125,1	118,8	85,1	88,1	68,8	44,4	26,7	20,0	3,2	21,8	793,4

5.1.3 Balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação via sensoriamento remoto e evapotranspiração *in situ*

5.1.3.1 Produtos de precipitação originados do sensoriamento remoto

Neste tópico é realizada a análise dos índices de desempenho: os 3 contínuos (KGE', RMSE, PBIAS); e os 3 categóricos (POD, FAR e fBias). As metodologias de aplicação de ambos são descritas no Anexo B e Anexo C, respectivamente. Estes índices foram aplicados a série histórica (2003/2004 a 2015/2016) das precipitações médias na área de estudo dos 3 produtos de precipitação advindos do sensoriamento remoto (TRMMB342v7, PERSIANN-CCS e CoSch). Os resultados dos índices de desempenho encontram-se tabelados no Apêndice F.

Os resultados dos índices de desempenho contínuos são apresentados nas Figuras 5.17 a Figura 5.22.

A análise do índice de desempenho KGE' é apresentado na Figura 5.17, a qual sua composição engloba a correlação de Pearson (r), Figura 5.18, a Medida do erro de variabilidade (γ), Figura 5.19, e o Viés (β), Figura 5.20. O KGE' demonstrou que o produto de precipitação TRMM3B42v7 possui a melhor performance. Observa-se também que, o período seco e período chuvoso do produto PERSIANN-CCS apresentou maior discrepância, tendo o pior desempenho no período seco.

Na análise sazonal, o PERSIANN-CCS apresentou valores melhores de r no período chuvoso que no seco, tendo o CoSch apresentado pior r dentre os demais produtos de precipitação, conforme Figura 5.18.

De acordo com a Figura 5.20, o produto TRMM3B42v7 superestima os valores, enquanto o PERSIANN-CCS subestima no período seco e subestima no período úmido. Já o CoSch subestima a precipitação tanto no período seco como no chuvoso. Este resultado é reafirmado no índice de contínuo de porcentagem do viés, Figura 5.21.

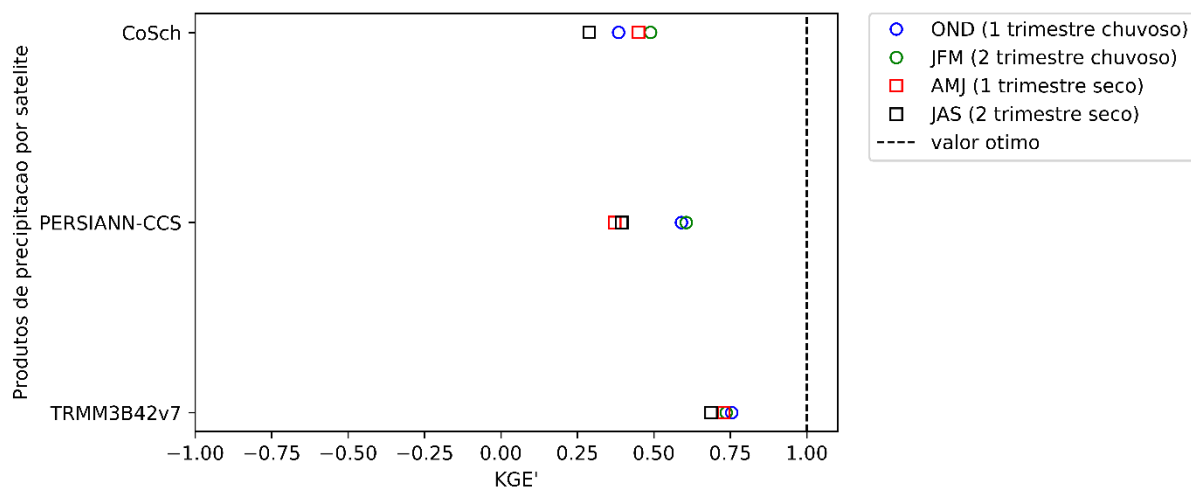


Figura 5.17: Coeficiente modificado Kling-Gupta (KGE')

Fonte: elaborada pelo autor.

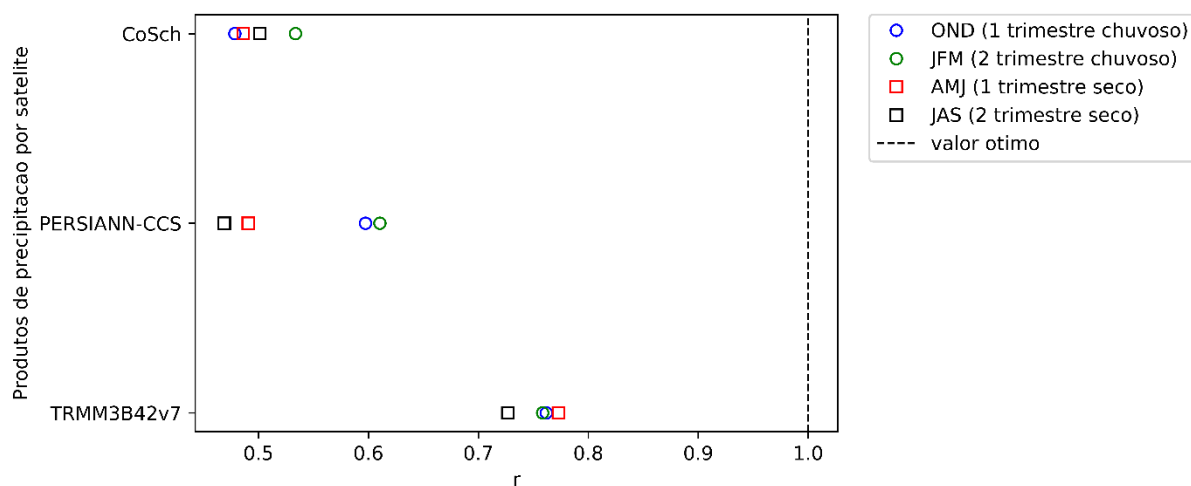


Figura 5.18: Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r)

Fonte: elaborada pelo autor.

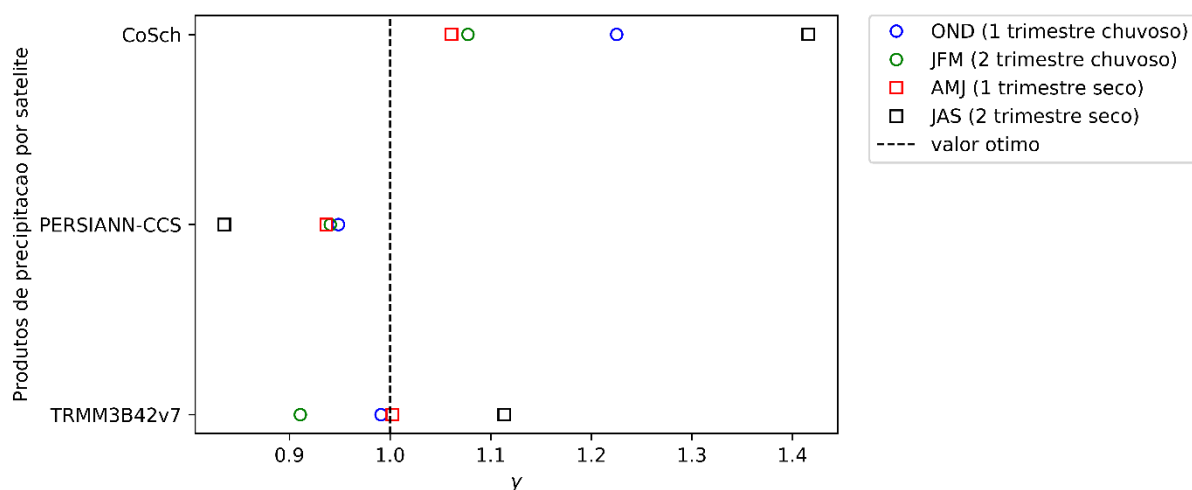


Figura 5.19: Gráfico da medida do erro de variabilidade (γ)

Fonte: elaborada pelo autor.

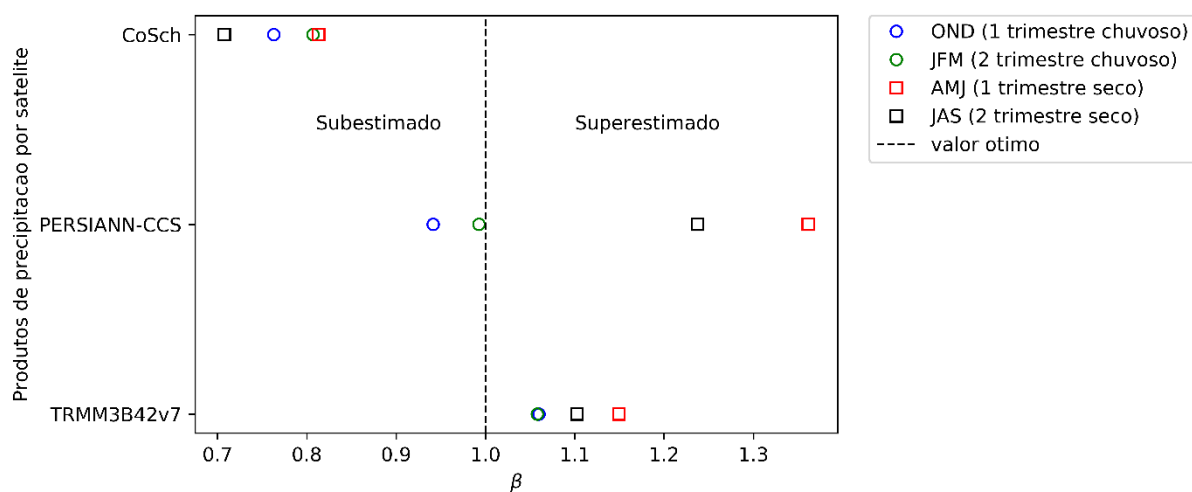


Figura 5.20: Gráfico do viés (β)

Fonte: elaborada pelo autor.

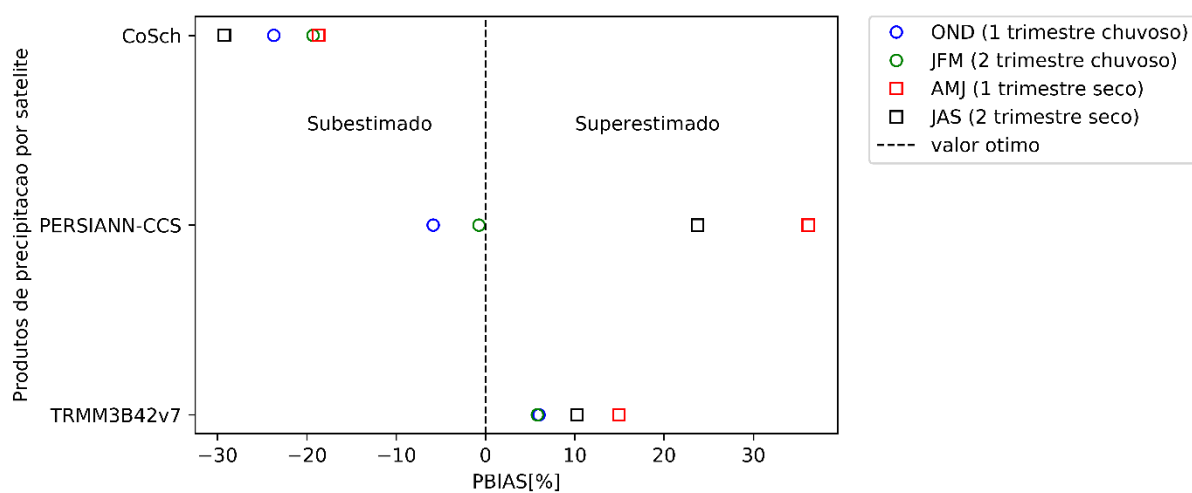


Figura 5.21: PBIAS

Fonte: elaborada pelo autor.

O RMSE apresenta valores mais elevados no período chuvoso entre (8 a 12 mm/dia) em todos os produtos de precipitação por sensoriamento remoto em comparação com o período seco (2 a 5 mm/dia), conforme a Figura 5.22. Entretanto, o TRMM3B42v7 apresenta melhor performance no período chuvoso que os demais.

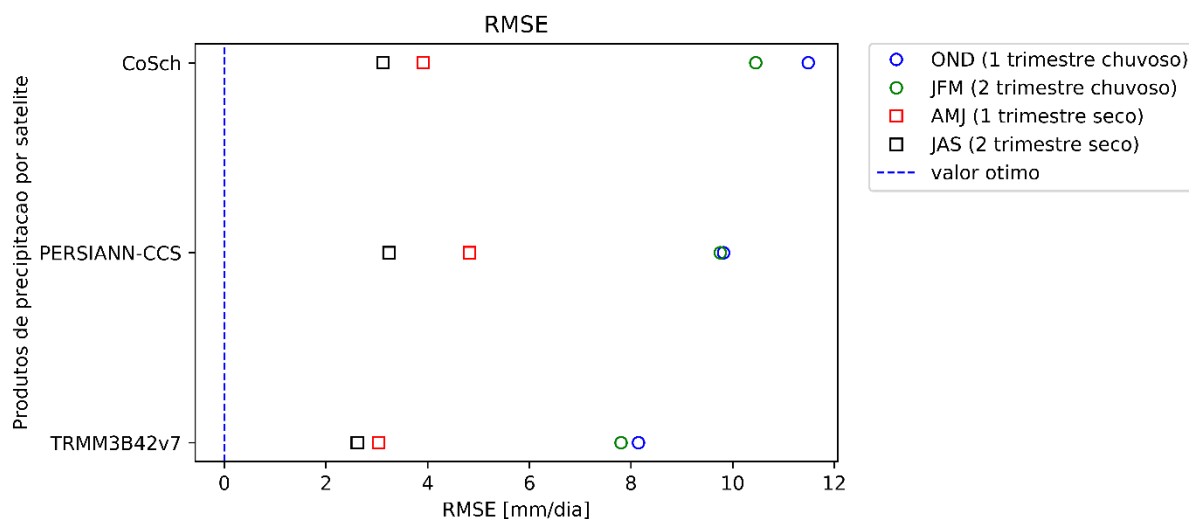


Figura 5.22: Erro médio quadrático (RMSE)

Fonte: elaborada pelo autor.

A seguir, são descritos os índices de desempenho categórico, cujos resultados são apresentados na Figura 5.23 a Figura 5.25.

A Figura 5.23 mostra a POD para cinco intensidades de precipitação. Os produtos de precipitação por sensoriamento remoto analisados mostram um POD relativamente alto em eventos sem chuva ($[0, 1)$ mm/d) em comparação aos intervalos intensidades de precipitação acima deste. Dentre os produtos, o TRMM3B42v7 apresentou melhor resposta em diferentes intensidades em contra partida do produto o CoSch, que apresentou pior taxa de acerto, inferior a 0.44. Já Figura 5.24 demonstra que a taxa de alarme falso (FAR) nos produtos de sensoriamento remoto apresentou piores desempenhos a partir do intervalo $[1,5\text{mm})$.

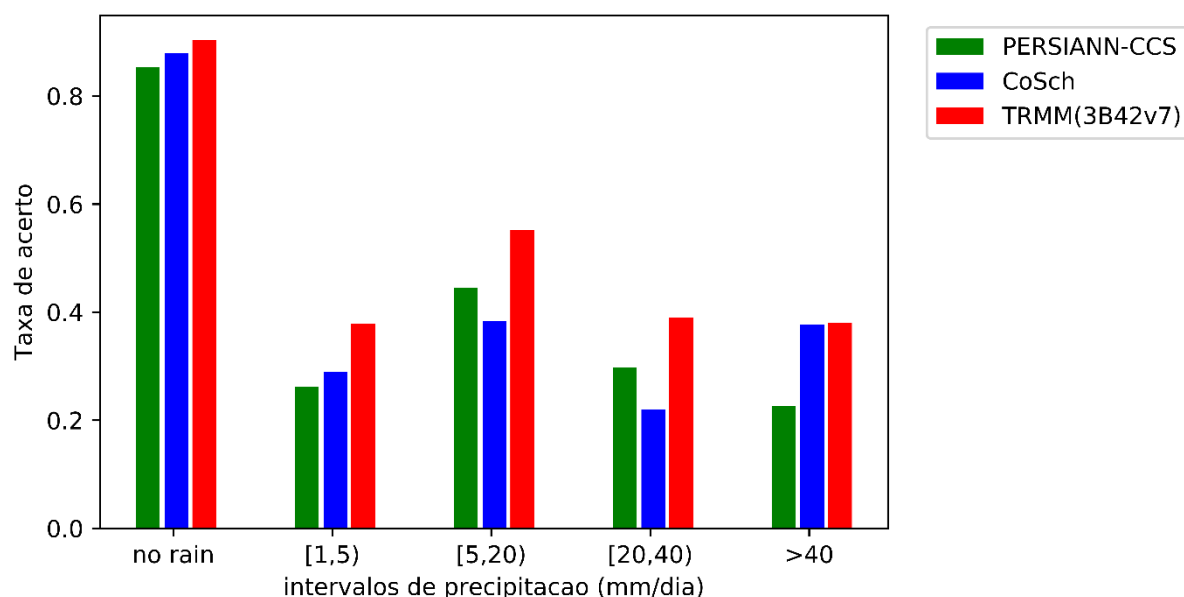


Figura 5.23: Taxa de acerto (PDO) para diferentes classes e produtos de precipitação

Fonte: elaborada pelo autor.

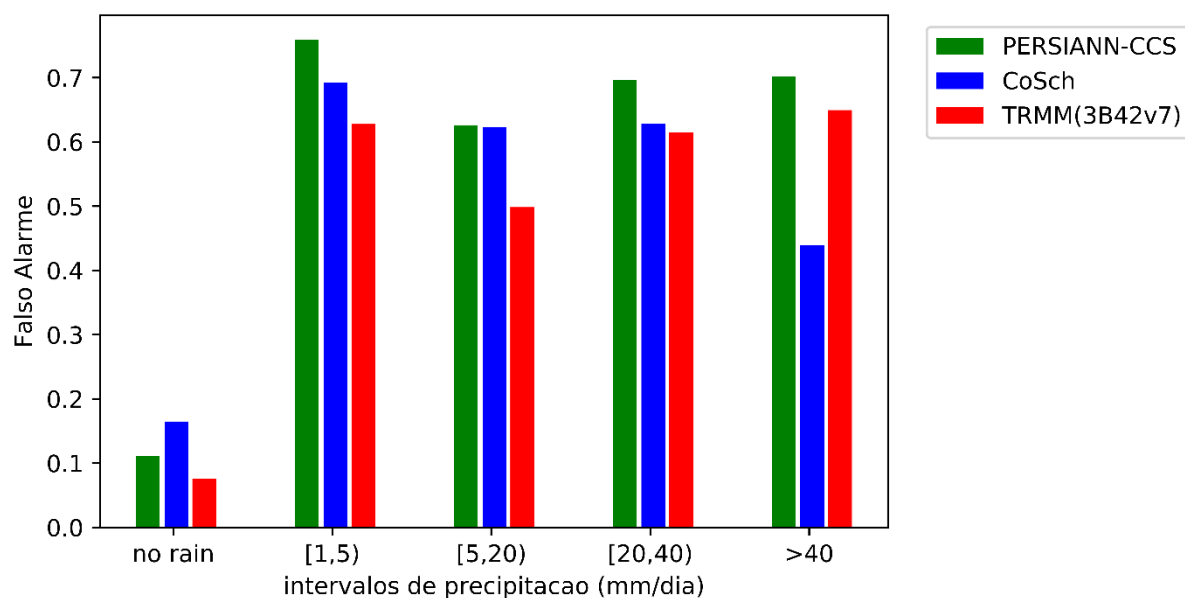


Figura 5.24: Falso alarme (FAR) para diferentes classes e produtos de precipitação

Fonte: elaborada pelo autor.

A análise do índice de desempenho categórico viés de frequência é visualizada na Figura 5.25. Os intervalos [20,40) e (40), o CoSch subestima a precipitação. Já o PERSIANN-CCS superestima a precipitação nos intervalos [1,5) e [5,20), tendo no intervalo (>40) subestimando a precipitação.

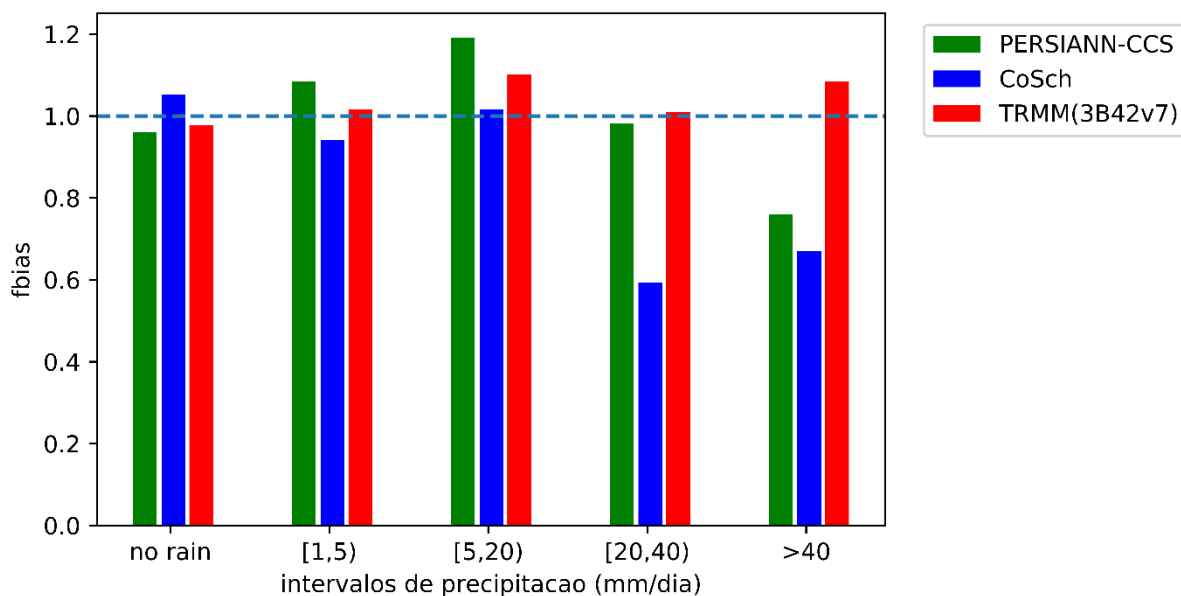


Figura 5.25: Frequência Bias (fBIAS) para diferentes classes e produtos de precipitação

Fonte: elaborada pelo autor.

Prigent (2010) menciona que, em métodos baseados faixa do VIS e IR, como o caso do PERSIANN-CCS, apresentam dificuldade na detecção e quantificação de processos de precipitação em temperaturas de topo de nuvem relativamente quentes, que são frequentes em latitudes médias, ocasionando em dificuldades de separar núcleos das nuvens. Já o método de micro-ondas apresenta uma interação melhor, pelo fato, da radiação na faixa micro-ondas interagir com os hidrometeoros na atmosfera, não somente com o topo das nuvens. Entretanto, segundo Prigent (2010), alerta que os dados baseados na faixa do micro-ondas podem apresentar falhas em regiões cobertas por neve, desertos e em condições do semiáridas. Assim, faixa do sensor da radiação eletromagnética visível e infravermelho, nos sensores usados para gerar o produto PERSIANN-CCS, e micro-ondas, nos sensores usados para gerar os produtos TRMM3B42v7 e CoSch, podem ser a causa de o comportamento dos índices de desempenho tenderem a serem melhores nos produtos TRMM3B42v7 e CoSch do que o PERSIANN-CCS

Em relação a comparação CoSch e TRMM3B42v7, os indicadores de desempenho confrontam as análises de Vila *et al.* (2009) e Salio *et al.* (2015), pois nestes trabalhos os resultados do CoSch foram mais satisfatórios do que o TRMM3B42v7. Esta controvérsia pode estar relacionada a região do estudo apresentar maior densidade de estações usadas para calibrar o produto TRMM3B42v7 do que o CoSch, pelo menos, na área quadricular apresentada na Figura 5.26, considerando que ambos usam como base o produto TRMM 3B42RT.

Ressalta-se que, as estações pluviométricas usadas pelo CoSch entre 2012 a 2013 foram disponibilizadas pelo Daniel Alejandro Vila do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), já as estações usadas pelo TRMM3B42v7 são disponibilizadas no portal da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

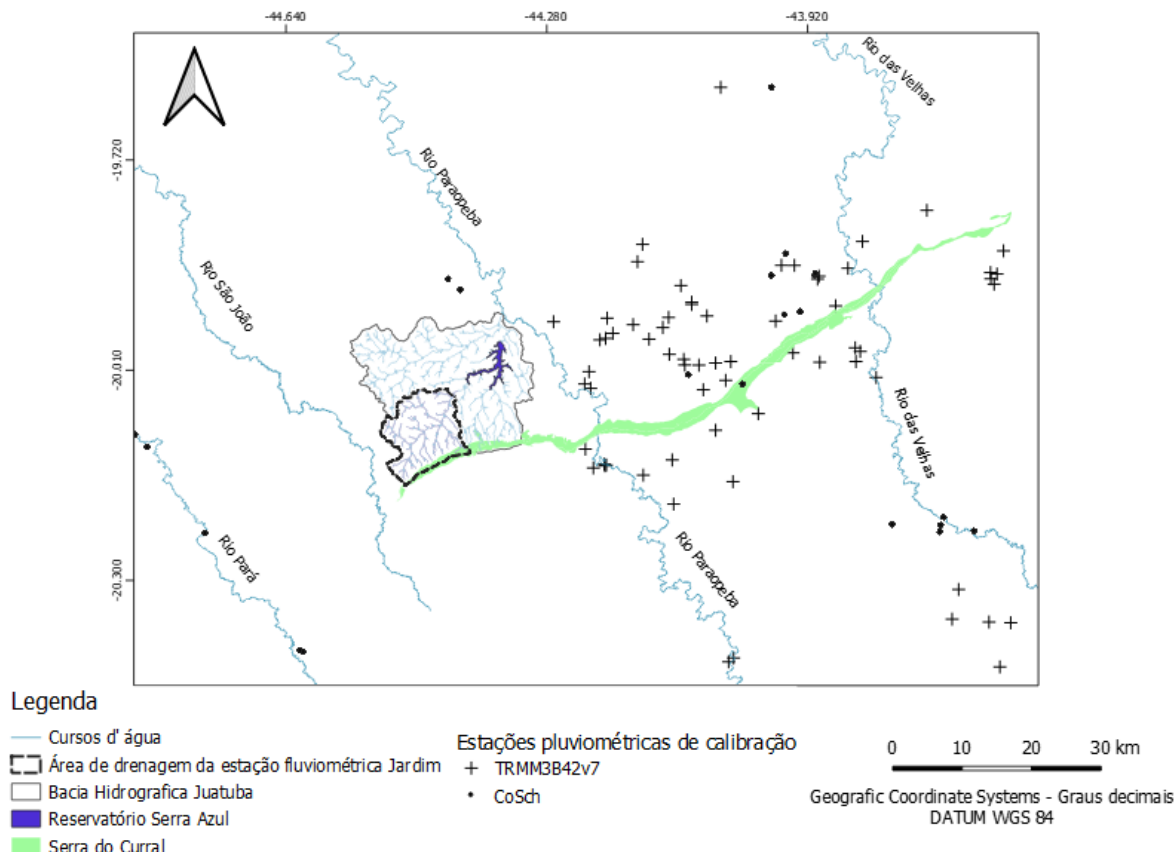


Figura 5.26: Estações pluviométricas usadas na calibração do TRMM3B42v7 e CoSch

Fonte: elaborada pelo autor.

Do exposto da análise dos produtos de precipitação, o produto TRMM3B42v7 apresentou melhor desempenho na maioria dos índices, apesar de superestimar a precipitação, conforme Figura 5.20 e Figura 5.21. Desta forma, considerando o desempenho do produto TRMM3B42v7, este foi utilizado na aplicação do balanço hídrico e balanço hídrico simplificado.

Assim, após a seleção do produto de precipitação TRMM3B42v7 foi possível calcular o balanço hídrico no solo utilizando estes dados obtidos por sensoriamento remoto e os de evapotranspiração potencial obtidos em estações *in situ*. O quadro resumo com os resultados mensais estão apresentados no Apêndice G. A seguir serão detalhados os resultados alcançados nos cálculos dos balanços hídricos.

Na área de estudo, a precipitação média TRMM3B42v7, entre abril de 2011 a abril de 2014, é apresentada na Tabela H e Figura 5.27. Os mapas referentes a esta variável são apresentados no Apêndice H. A precipitação média do TRMM3B42v7 nos anos hidrológicos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014 foi igual a 1691 mm/ano, 1100 mm/ano e 1022 mm/ano, respectivamente, conforme Figura 5.28.

Tabela 5.7: Precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	161,0	256,9	530,2	319,5	49,6	193,2	67,8	52,5	40,4	1,6	0,1	18,6	1691,3
2012/2013	36,2	205,4	111,3	327,3	82,7	122,6	82,7	44,0	22,4	3,2	0,6	61,6	1100,0
2013/2014	100,2	148,3	344,5	111,1	59,0	77,4	94,6	15,9	1,5	52,7	0,7	16,3	1022,2
Média	99,1	203,5	328,6	252,6	63,8	131,1	81,7	37,5	21,4	19,2	0,5	32,2	1271,2

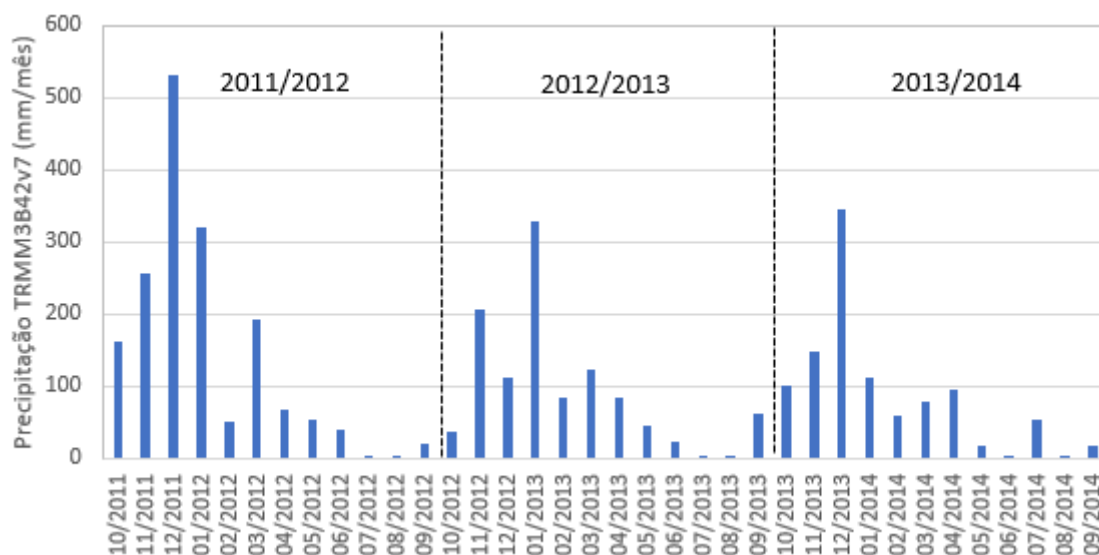


Figura 5.27: Precipitação média mensal do TRMM3B42v7 na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

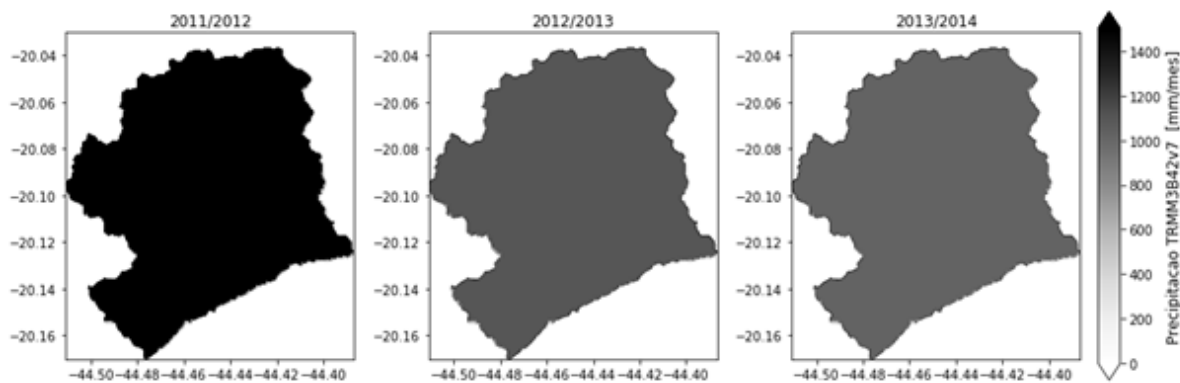


Figura 5.28: Mapas precipitação anuais do produto de precipitação TRMM3B42v7

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.3.2 Infiltração baseada em dados de precipitação via sensoriamento remoto

O escoamento superficial diário foi estimado pelo método CN/NRSC, utilizando a curva de ajuste assintótico aplicando a Equação (4.2). O escoamento superficial mensal é retratado na Tabela 5.8 e Figura 5.29. No ano hidrológico de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, o escoamento superficial médio anual foi igual a 80 mm/ano, 56 mm/ano, 51 mm/ano, respectivamente, conforme Tabela I e Figura 30.

Tabela 5.8: Escoamento superficial estimado empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	8,3	11,4	23,3	15,2	2,8	9,9	3,2	2,8	2,1	0,1	0,0	1,1	80,2
2012/2013	2,1	10,3	5,9	16,1	4,2	6,6	4,3	2,1	1,1	0,2	0,0	3,4	56,4
2013/2014	5,1	7,7	16,4	5,6	3,0	4,2	4,6	0,9	0,1	2,8	0,0	0,9	51,4
Média	5,2	9,8	15,2	12,3	3,3	6,9	4,0	2,0	1,1	1,0	0,0	1,8	62,7

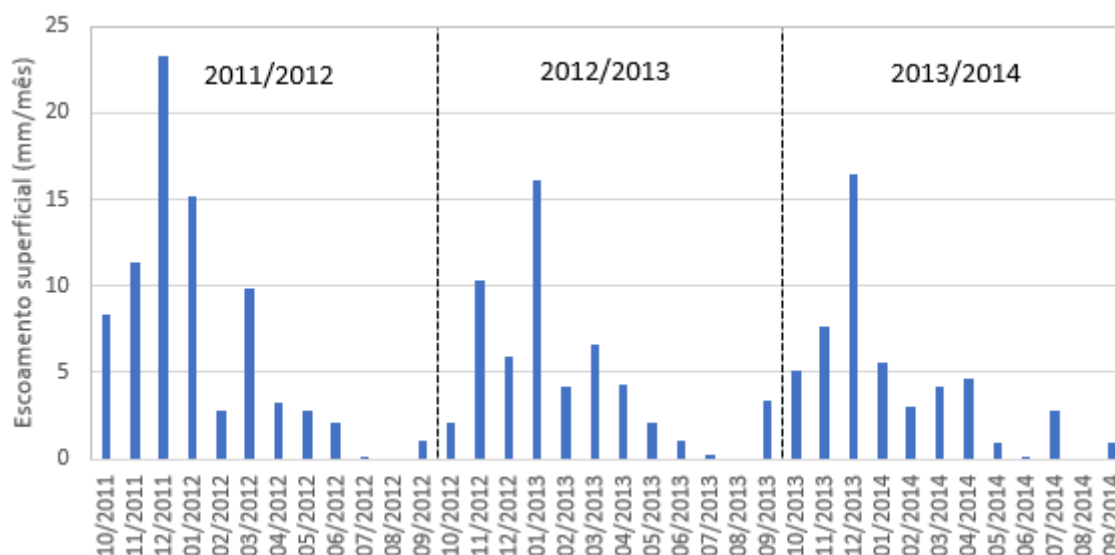


Figura 5.29: Escoamento superficial baseado no produto de precipitação TRMM3B42v7

Fonte: elaborada pelo autor.

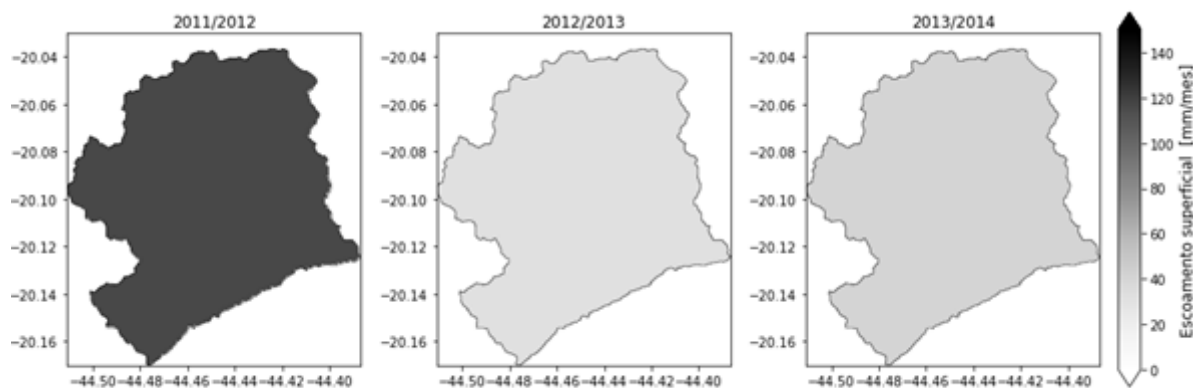


Figura 5.30: Mapas de escoamento superficial baseado no produto de precipitação TRMM3B42v7

Fonte: elaborada pelo autor.

A infiltração média mensal utilizando dados de precipitação média do produto TRMM3B42v7 é apresentada na Tabela 5.9 e Figura 5.31. No ano hidrológico 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, o escoamento superficial foi igual a 1.611 mm/ano, 1.032 mm/ano e 982 mm/ano, respectivamente, conforme Figura 3.32.

Tabela 5.9: Infiltração estimada empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	152,7	245,4	507,0	304,3	46,8	183,3	64,6	49,7	38,3	1,5	0,1	17,5	1611,2
2012/2013	34,2	195,1	105,4	311,2	78,5	116,0	78,4	41,9	21,3	3,1	0,5	58,2	1043,6
2013/2014	95,0	140,7	328,0	105,5	56,1	73,2	90,1	15,0	1,4	50,0	0,6	15,4	970,8
Média	93,9	193,7	313,4	240,3	60,5	124,2	77,7	35,5	20,3	18,2	0,4	30,4	1208,5

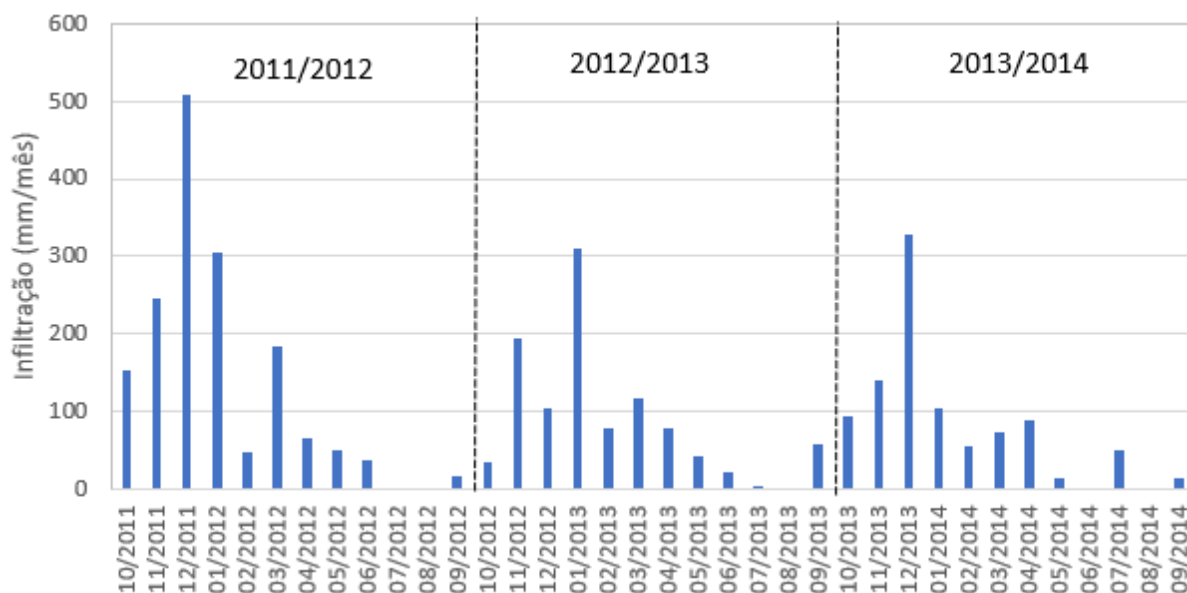


Figura 5.31: Infiltração média estimados com a precipitação média do produto TRMM3B42v7 na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

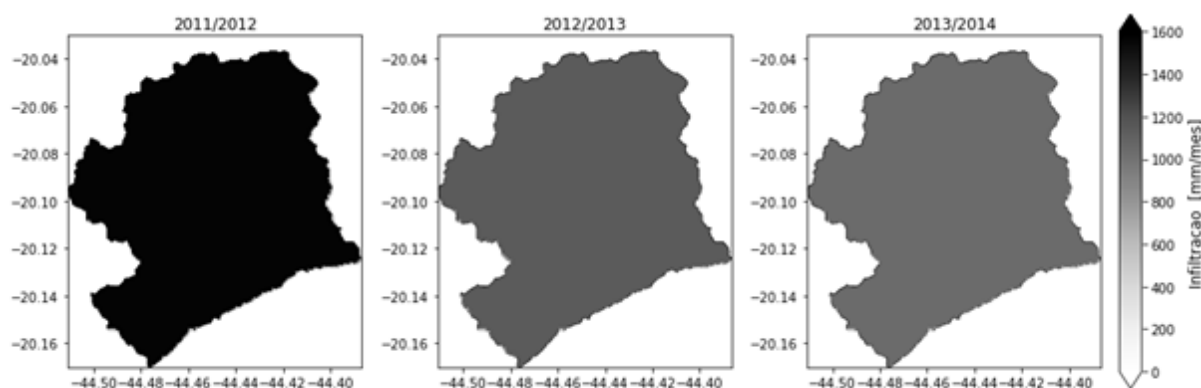


Figura 5.32: Mapas infiltração anuais baseada no produto de precipitação TRMM3B42v7

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.3.3 Recarga baseado no balanço hídrico com dados do produto de precipitação TRMM3B42v7 e evapotranspiração potencial *in situ*

A estimativa de recarga pelo balanço hídrico no solo utilizando os dados de sensoriamento remoto está apresentada na Tabela 5.10 e na Figura 5.33. Os valores de evapotranspiração potencial foram determinados a partir de dados obtidos em estações *in situ* e estão apresentados na Tabela 5.2 no item 5.1.2.1. A recarga total anual registrada foi igual a 781 mm/ano, 199 mm/ano e 159 mm/ano correspondendo aos anos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, respectivamente, conforme Figura 5.34. Os mapas de recarga calculada a partir do balanço

hídrico no solo e empregando os dados de sensoriamento remoto são apresentados no Apêndice J.

Tabela 5.10: Recarga estimada empregando os dados de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	8,0	123,2	390,0	195,7	0,0	41,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	757,9
2012/2013	0,0	23,2	0,0	138,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	161,9
2013/2014	0,0	0,0	154,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	154,5
Média	2,7	48,8	181,5	111,4	0,0	13,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	358,1

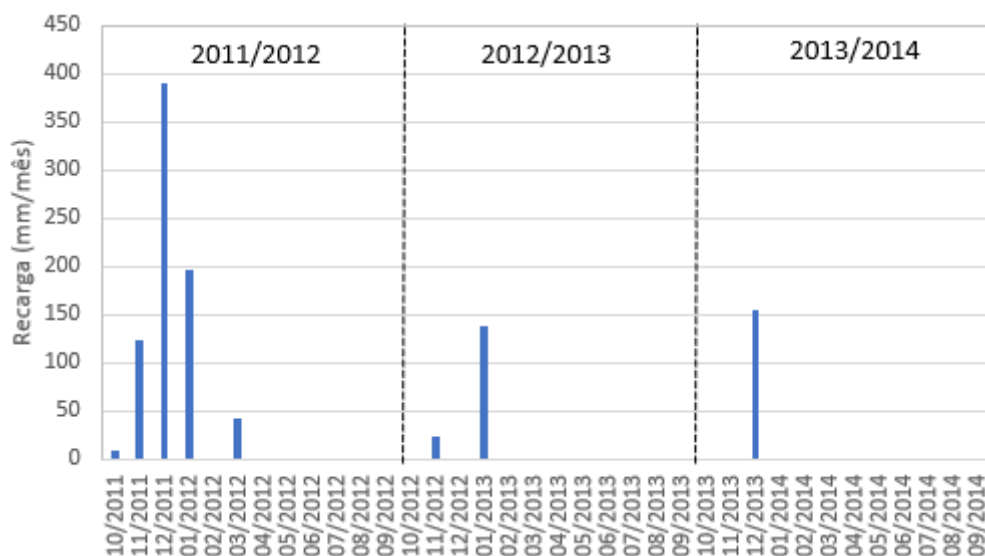


Figura 5.33: Estimativa de recarga com balanço hídrico com precipitação via sensoriamento remoto pelo método Thornthwaite

Fonte: elaborada pelo autor.

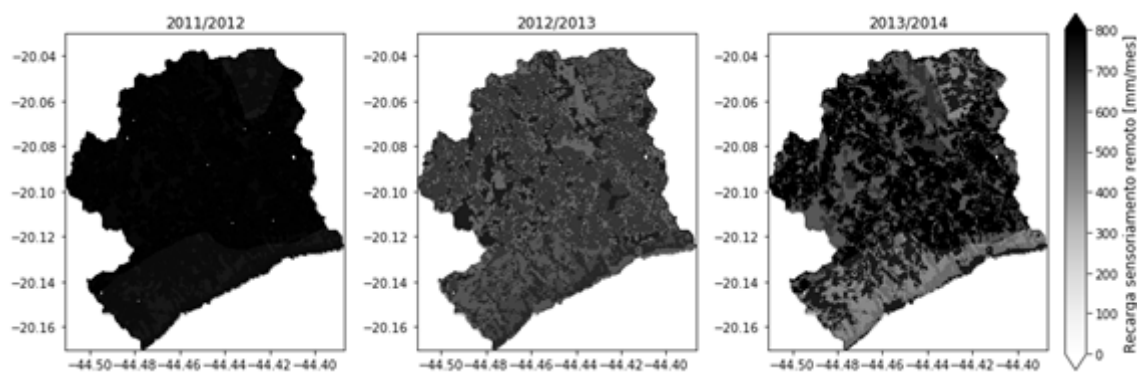


Figura 5.34: Mapas de recarga anual

Fonte: elaborada pelo autor.

Após a estimativa da recarga foi possível calcular evapotranspiração real. Os resultados estão apresentados na Tabela 5.11 e na Figura 5.35. Os mapas da ETr em escala mensal estão no Apêndice E. No ano hidrológico de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, a ETr foi igual a 852,1 mm/ano, 882 mm/ano e 817,1 mm/ano, respectivamente, conforme Tabela 5.11 e Figura 5.36.

Tabela 5.11: Evapotranspiração real estimada empregando de precipitação por sensoriamento remoto - TRMM3B42v7 (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	101,8	105,9	116,7	108,6	80,8	108,4	91,7	60,3	43,2	11,7	4,2	19,0	852,1
2012/2013	34,8	119,2	130,4	141,4	112,5	117,0	83,4	49,4	25,5	6,7	2,9	58,7	882,0
2013/2014	95,1	124,7	131,0	138,9	70,6	77,1	91,2	17,8	3,1	50,3	1,5	15,7	817,1
Média	77,2	116,6	126,0	129,6	88,0	100,8	88,8	42,5	23,9	22,9	2,9	31,1	850,4

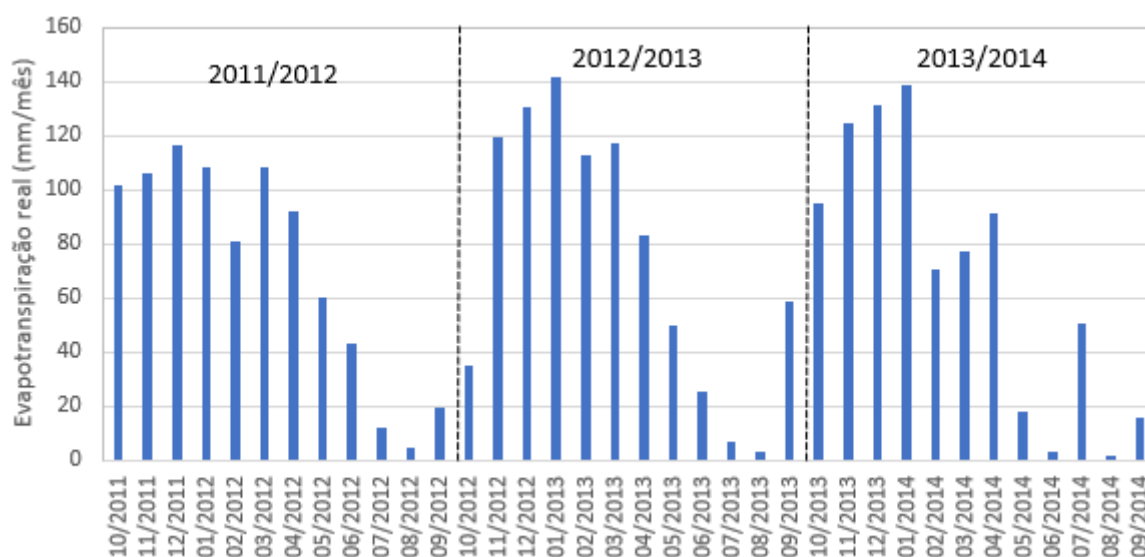


Figura 5.35: Evapotranspiração real mensal estimada pela 3ª etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados de sensoriamento remoto

Fonte: elaborada pelo autor.

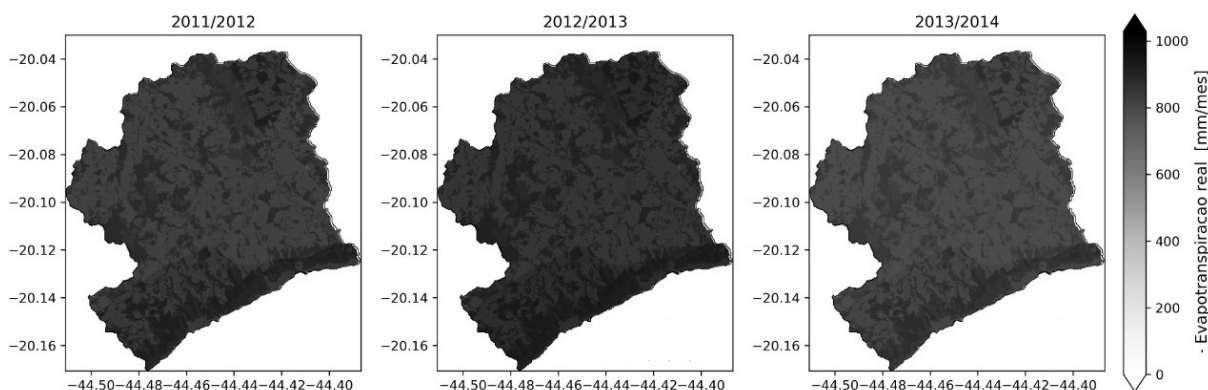


Figura 5.36: Mapas de evapotranspiração real anual estimada pela 3^o etapa do balanço hídrico no solo utilizando dados de sensoriamento remoto

Fonte: elaborada pelo autor.

A Tabela 5.12 apresenta os valores médios, referente ao período de out/2011 a set/2014, das variáveis envolvidas no cálculo do balanço hídrico no solo utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração obtidos em estações *in situ*.

Tabela 5.12: Tabela resumo do balanço hídrico médio mensal (período out/2011 até set/2014) com precipitação via sensoriamento remoto (mm)

Variável	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
P	99,1	203,5	328,6	252,6	63,8	131,1	81,7	37,5	21,4	19,2	0,5	32,2	1271,2
ET _o	109,6	116,6	130,6	136,8	120,0	112,6	101,5	77,2	62,9	74,2	101,8	111,0	1254,8
ES	5,2	9,8	15,2	12,3	3,3	6,9	4,0	2,0	1,1	1,0	0,0	1,8	62,7
I	93,9	193,7	313,4	240,3	60,5	124,2	77,7	35,5	20,3	18,2	0,4	30,4	1208,5
R	2,7	48,8	181,5	111,4	0,0	13,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	358,1
ETR	77,2	116,6	126,0	129,6	88,0	100,8	88,8	42,5	23,9	22,9	2,9	31,1	850,4

5.1.4 Balanço hídrico simplificado

Neste item serão apresentados os resultados do balanço hídrico simplificado que foi calculado utilizando tanto os dados de precipitação como de evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto. Os dados de precipitação são os do produto TRMM3B42v7, entre outubro de 2011 a abril de 2014, e estão apresentados na Tabela 5.7 e na Figura 5.27 do item 5.1.3.1. Os mapas referentes a variação espacial da precipitação estão apresentados no Apêndice H. A Tabela resumo com os resultados do balanço hídrico simplificado está no Apêndice K.

5.1.4.1 Produto de evapotranspiração real originário de sensoriamento remoto: SSEBop

A evapotranspiração real empregada é oriunda da aplicação do algoritmo SSEBop. Os resultados da evapotranspiração real média sobre a área de drenagem de Jardim estão apresentados na Tabela 5.13 e na Figura 5.37. Os mapas de evapotranspiração real por SSEBop estão presentes no Apêndice I. Nos anos hidrológicos 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, a evapotranspiração real foi igual a 1.018 mm/ano, 1.064 mm/ano e 969 mm/ano, respectivamente, conforme Figura 5.38.

Tabela 5.13: Evapotranspiração real do SSEBop (mm)

Ano Hidrol.	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	103,8	105,0	103,3	106,5	105,8	105,1	90,5	62,3	48,6	47,8	62,1	77,4	1017,9
2012/2013	101,2	110,0	117,9	111,9	110,4	103,1	82,9	58,6	49,4	55,0	73,2	90,4	1063,9
2013/2014	104,9	101,2	115,8	116,3	108,7	97,8	75,2	47,0	31,6	32,9	64,3	73,1	968,7
Média	103,3	105,4	112,3	111,5	108,3	102,0	82,9	55,9	43,2	45,2	66,5	80,3	1016,8

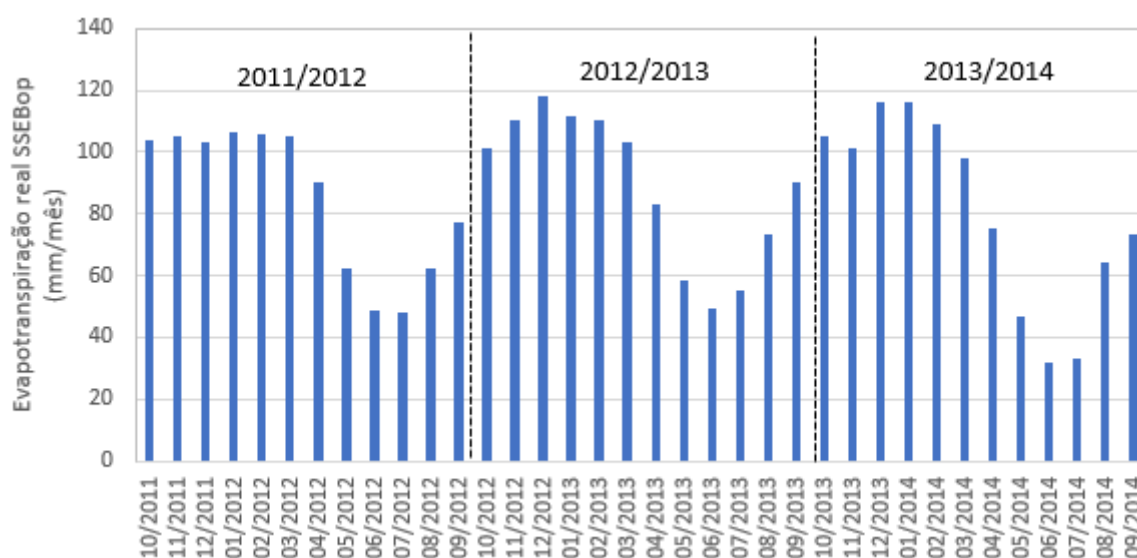


Figura 5.37: Evapotranspiração real média na área de estudo entre 10/2011 a 09/2014 pelo método SSEBop

Fonte: elaborada pelo autor.

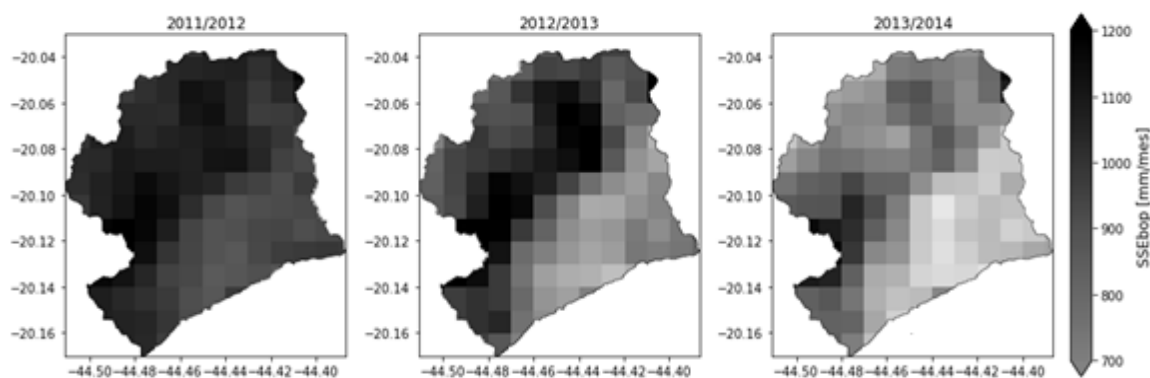


Figura 5.38: Mapas de evapotranspiração anuais do método SSEBop

Fonte: elaborada pelo autor.

5.1.4.2 Escoamento superficial

O escoamento superficial foi estimado pelo método CN/NRSC, utilizando a equação de curva de ajuste assintótico, Equação (4.2). O escoamento superficial mensal foi calculado com os dados de precipitação TRMM3B42v7 e os resultados estão apresentados na Tabela 5.8 e na Figura 5.10 como descrito no item 5.1.3.2.

5.1.4.3 Recarga pelo método balanço hídrico simplificado

A estimativa de recarga pelo balanço hídrico simplificado utilizando os dados de sensoriamento remoto é apresentada na Tabela 5.14 e Figura 5.39. A recarga total anual registrada foi igual a 870 mm/ano, 300 mm/ano e 285 mm/ano correspondendo aos anos de 2011/2012, 2012/2013 e 2013/2014, respectivamente, conforme Figura 5.40. Os mapas de recarga pelo método balanço hídrico simplificado são apresentados no Apêndice K.

Tabela 5.14: Recarga pelo balanço hídrico simplificado (mm)

Ano Hidrológico	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	48,9	140,4	403,7	197,8	0,0	78,2	0,0	0,8	0,4	0,0	0,0	0,0	870,1
2012/2013	0,0	85,1	0,6	199,3	0,0	13,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	299,6
2013/2014	0,6	39,5	212,2	0,3	0,0	0,2	14,9	0,0	0,0	17,3	0,0	0,0	285,0
Média	16,5	88,3	205,5	132,5	0,0	30,5	5,4	0,3	0,1	5,8	0,0	0,0	484,9

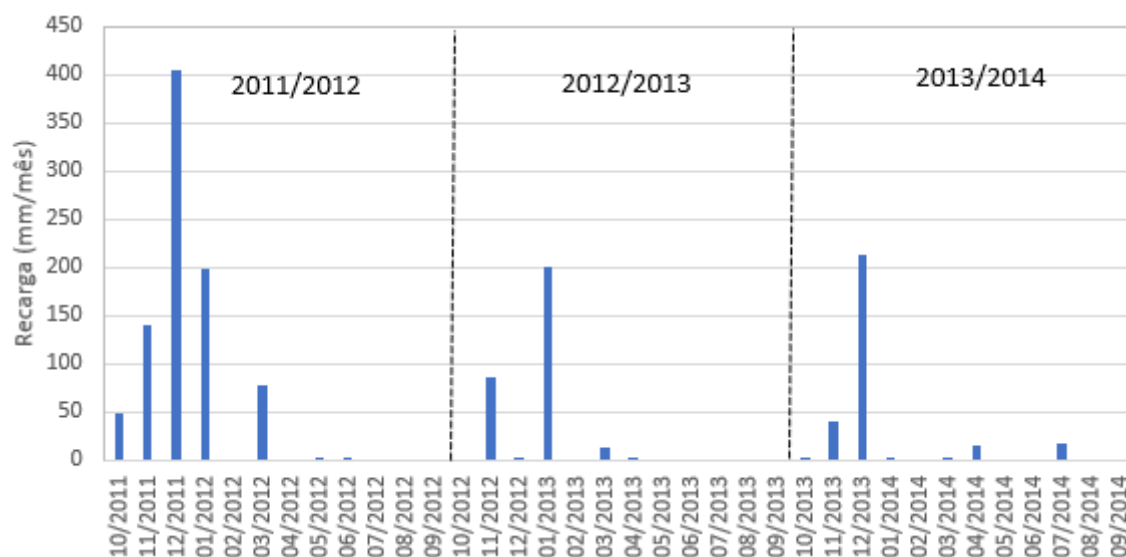


Figura 5.39: Recarga pelo método de balanço hídrico simplificado

Fonte: elaborada pelo autor.

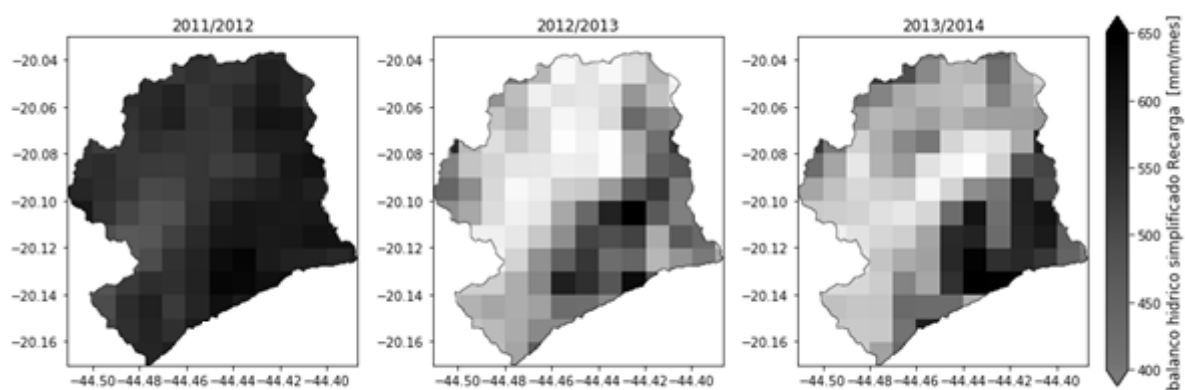


Figura 5.40: Mapas de recarga pelo método simplificado

Fonte: elaborada pelo autor.

Os valores mensais das variáveis envolvidas no cálculo do balanço hídrico simplificado, referentes ao período de out/2011 a set/2014, estão apresentados na Tabela 5.15.

Tabela 5.15: Balanço hídrico simplificado (mm)

Variável	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
P	99,1	203,5	328,6	252,6	63,8	131,1	81,7	37,5	21,4	19,2	0,5	32,2	1271,2
ES	5,2	9,8	15,2	12,3	3,3	6,9	4,0	2,0	1,1	1,0	0,0	1,8	62,7
ETR	103,3	105,4	112,3	111,5	108,3	102,0	82,9	55,9	43,2	45,2	66,5	80,3	1016,8
R	16,5	88,3	205,5	132,5	0,0	30,5	5,4	0,3	0,1	5,8	0,0	0,0	484,9

5.2 Estimativa da recarga: Método VNA

O método da Variação do Nível D'água, VNA, foi aplicado como descrito no item 4.4. Os níveis d'água empregados na aplicação do método da VNA são os das séries históricas dos piezômetros Faz. Pasto Grande, código nº 183262, Faz. Ribeirão Freitas, código nº 183280 e Faz. Laranjeiras, código nº 183190. Estes piezômetros foram selecionados por apresentarem as séries com menos falhas e comportamento de variação de nível d'água similares como evidenciado na Figura 4.4.

Na aplicação do método da VNA foi necessário definir o valor do rendimento específico, S_y . Como mencionado no item 4.4 da metodologia empregou-se o método de aproximação convergente para estimar o rendimento específico, S_y . A estimativa do método de aproximação convergente foi restrita ao ano hidrológico de 2012/2013. Pois neste ano hidrológico a precipitação incidente na área de estudo foi próxima a média histórica, de acordo com item 5.1.2.1. O valor do rendimento específico médio dos 3 piezômetros é igual a 0,07. Este valor de rendimento específico representa o valor médio estimado por Johnson (1967) para aquíferos de textura argilo-arenosa. Os resultados do método convergente estão apresentados no Apêndice M.

A partir da variação do nível d'água foi estimado a recarga bruta anual em cada piezômetro e também calculado o valor médio, como apresentado na Tabela 5.16

Tabela 5.16: Estimativa de recarga em escala anual pelo método VNA

Ano hidrológico	Recarga (mm/ano)			Média
	Faz. Laranjeiras nº 183190	Faz. Ribeirão Freitas nº 183280	Faz. Pasto Grande nº 183262	
2011/2012	369,56	345,57	530,88	415,34
2012/2013	269,78	53,40	313,37	212,18
2013/2014	187,44	204,20	*	194,58

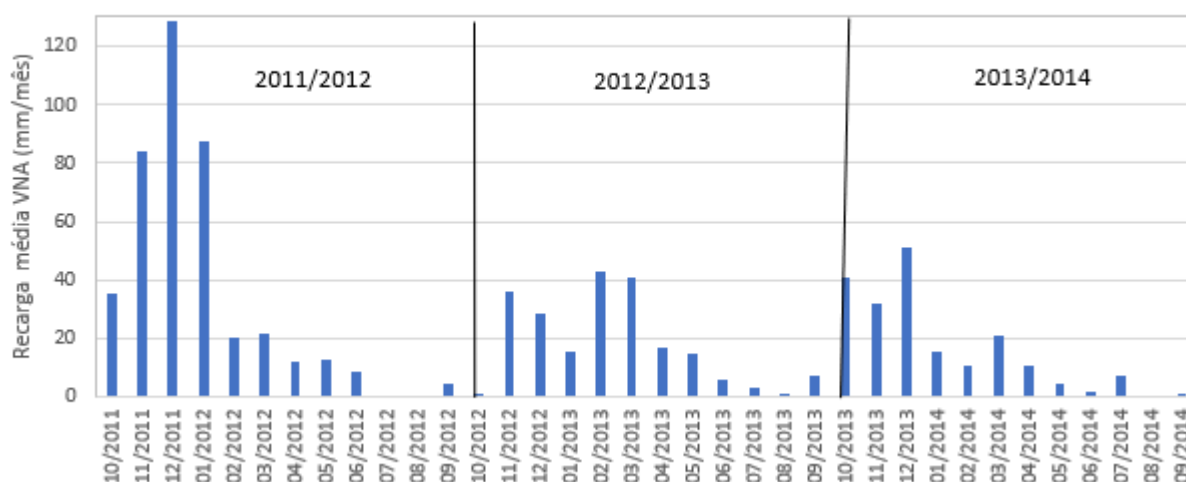
*Falha no monitoramento a partir de 04/2014

Fonte: elaborada pelo autor.

Os valores de recarga bruta mensal média pelo método da VNA estão apresentados na Tabela 5.17 e na Figura 5.41. Os valores de recarga mensal bruta de cada piezômetro estão apresentados no Apêndice N.

Tabela 5.17: Recarga média pelo método da VNA (mm)

AH	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Total
2011/2012	35,3	84,2	128,9	87,4	20,4	21,5	12,3	12,5	8,3	0,0	0,0	4,7	415,3
2012/2013	0,7	35,7	28,5	15,7	43,1	40,8	16,8	14,6	5,6	3,4	0,1	7,3	212,2
2013/2014	41,1	31,7	51,0	15,4	10,4	21,0	10,6	4,2	1,7	6,9	0,0	0,6	194,6
Média	25,7	50,5	69,4	39,5	24,6	27,8	13,2	10,4	5,2	3,4	0,0	4,2	274,0

**Figura 5.41:** Estimativa de recarga média dos 3 piezômetros em escala mensal pelo método VNA

Fonte: elaborada pelo autor.

Os resultados da aplicação do método VNA permitiram estabelecer relações entre a recarga mensal sobre a bacia hidrográfica e três fatores climáticos: a precipitação; a razão entre a precipitação e a evapotranspiração de referência (P/ET_0); e a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração de referência ($P - ET_0$). As relações entre a recarga mensal e estes três fatores climáticos podem ser consideradas lineares como pode ser visualizado nas Figuras 5.42, Figuras 5.43 e Figuras 5.44.

Além disso, observa-se na Figuras 5.44 que déficits ($[P - ET_0] < 0$) superiores a 80 mm tendem a gerar recargas mensais nulas no caso da bacia em estudo.

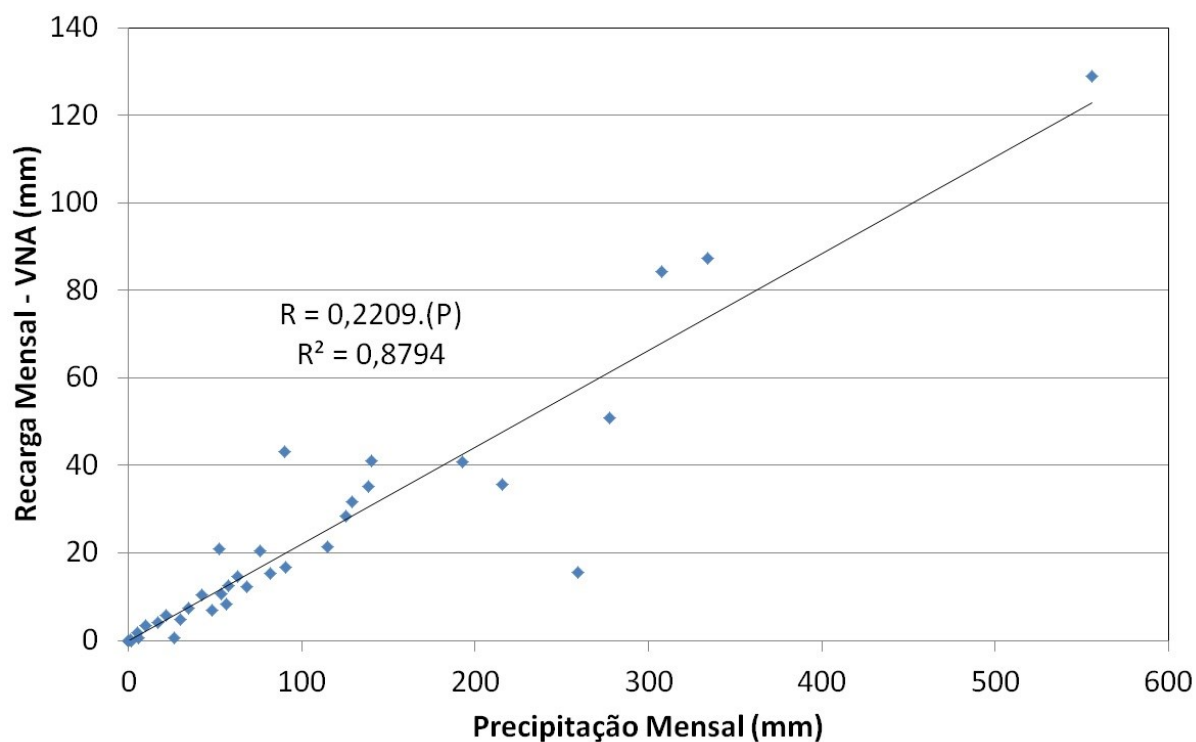


Figura 5.42: Relação entre a precipitação e a recarga mensal

Fonte: elaborada pelo autor.

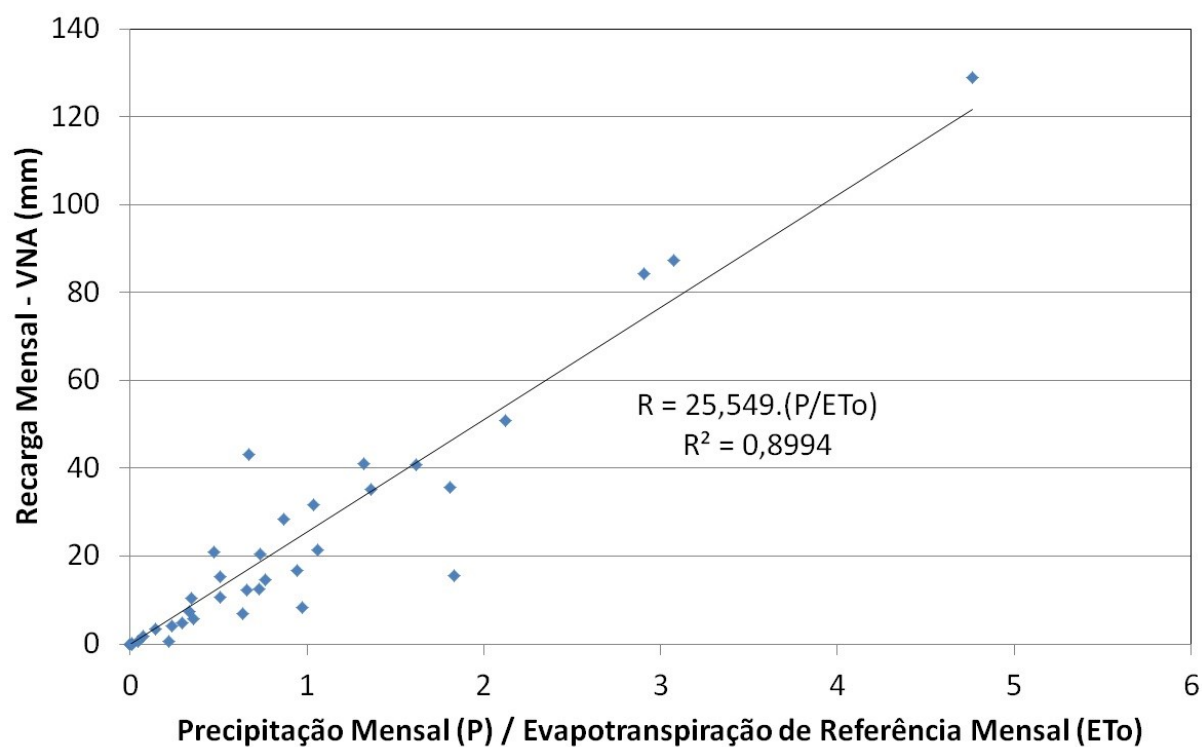


Figura 5.43: Relação entre a razão (P/ETo) e a recarga mensal

Fonte: elaborada pelo autor.

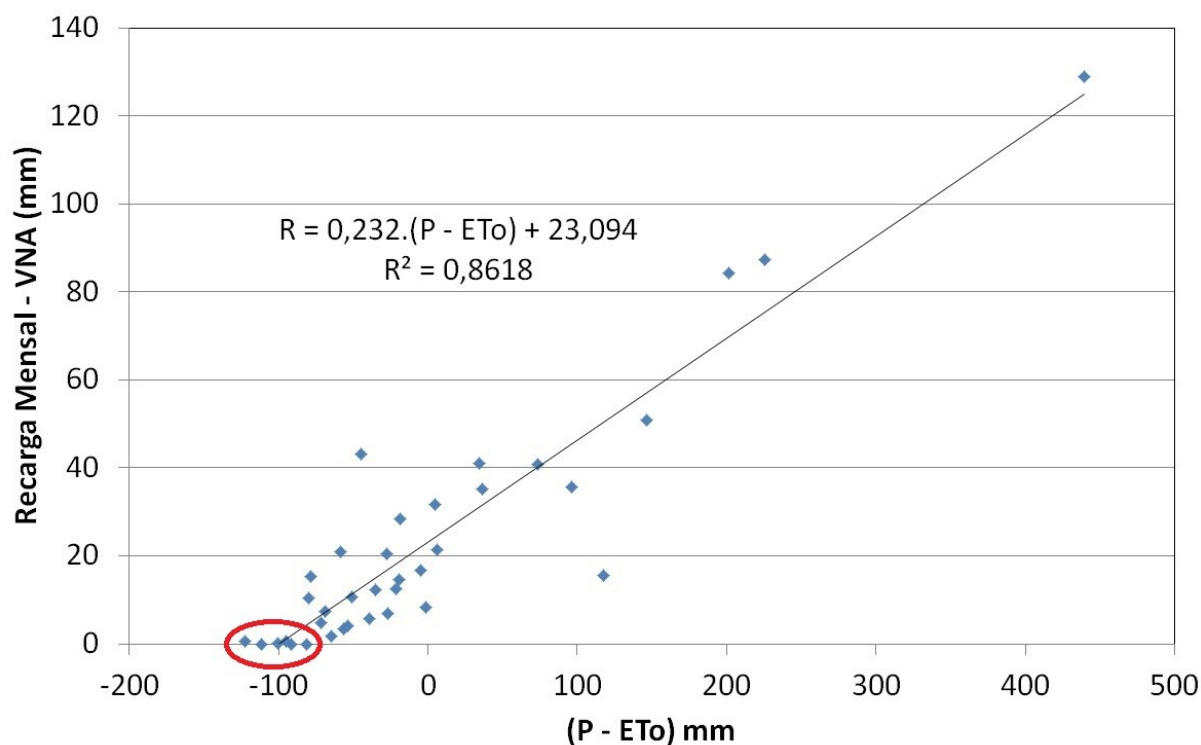


Figura 5.44: Relação entre a diferença (P – ET₀) e a recarga mensal

Fonte: elaborada pelo autor.

5.3 Avaliação dos resultados obtidos

Nos itens anteriores foram apresentados os resultados da aplicação de três métodos diferentes para estimativa da recarga do aquífero livre da área da bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. Os três métodos para cálculo da recarga foram: (1) o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ*, (2) o mesmo balanço hídrico modificado por Charles *et al.* (1993) empregando dados de precipitação por satélite e evapotranspiração potencial determinada por medições em estações *in situ* e, (3) o balanço hídrico simplificado com dados de precipitação e evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto. Também foram apresentados os resultados da estimativa da recarga a partir das séries históricas de três piezômetros instalados nessa área de drenagem.

Neste item serão avaliados os resultados dos três métodos tanto para estimativa da recarga tendo como referência o valor médio das recargas estimadas para os três piezômetros, como para o escoamento superficial considerando como referência a série histórica de vazões do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Também será efetuada uma comparação dos valores de evapotranspiração real obtidos pelo método o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando dados *in situ* com as outras duas estimativas, o balanço hídrico no solo com dados de precipitação por sensoriamento remoto e os dados do SSEBop.

5.3.1 Avaliação da estimativa do escoamento superficial

Os métodos, (1) o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ* e (2) o mesmo balanço hídrico modificado por Charles *et al.* (1993) empregando dados de precipitação por satélite e evapotranspiração potencial determinada por medições em estações *in situ* permitiram a estimativa do escoamento superficial mensal por meio do método do CN/NRSC. Os dados de escoamento superficial calculados estão apresentados nas Tabela 5.3 e Tabela 5.8 para os métodos (1) e (2), respectivamente.

Assim, inicialmente, para avaliar essas estimativas de escoamento superficial foram calculados os escoamentos de base e superficial da estação fluviométrica de Jardim empregando o método de intervalo fixo como descrito no item de metodologia. Os resultados estão apresentados na Tabela 5.18.

Tabela 5.18: Dados de escoamento da estação fluviométrica de Jardim (mm)

AH	Esc.	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	AH
2011/ 2012	DB	9,5	13,4	47,5	92,4	43,8	36,9	33,7	30,3	24,3	18,2	13,8	10,2	374,0
	ES	2,5	12,4	55,0	87,6	3,5	3,1	1,3	2,3	1,4	0,0	0,0	0,0	169,1
	D	12,0	25,8	102,5	179,9	47,3	40,1	35,0	32,6	25,7	18,2	13,8	10,2	543,1
2012/ 2013	DB	9,0	16,0	13,8	24,4	27,9	22,7	23,6	14,4	16,3	11,3	8,2	6,8	194,5
	ES	0,3	6,7	2,9	6,6	5,5	10,1	4,3	1,7	0,5	0,2	0,0	0,1	38,7
	D	9,3	22,7	16,7	31,1	33,4	32,8	27,9	16,0	16,7	11,5	8,2	6,9	233,2
2013/ 2014	DB	10,3	8,6	16,4	15,3	8,1	8,0	7,8	5,3	4,8	3,9	4,1	2,4	95,0
	ES	2,3	1,5	13,4	3,0	0,7	1,0	1,2	0,1	0,0	0,3	0,1	0,0	23,8
	D	12,6	10,1	29,8	18,3	8,8	9,0	9,0	5,4	4,9	4,2	4,2	2,4	118,7

DB: Escoamento de base; ES: Escoamento Superficial e D: Deflúvio

A Figura 5.45 ilustra a separação do hidrograma para o período de 04/2011 a 09/2014 e a Tabela 5.19 apresenta o resumo anual dos escoamentos de Jardim e as suas proporções em relação ao escoamento total.

Na Tabela 5.19 observa-se que os valores obtidos de escoamento de base para cada ano hidrológico são inferiores as recargas por ano hidrológico calculadas pelo método VNA, ver Tabela 5.17. Estes resultados indicam que os valores de recarga estimados estão coerentes, pois a recarga suprirá o escoamento de base dos cursos d'água em uma situação de renovação das reservas não permanentes das águas subterrâneas.

Tabela 5.19: Separação do escoamento em escala anual pelo método de separação de escoamento método do intervalo fixo

Ano hidrológico	Escoamento de base (mm/ano)	Escoamento superficial (mm/ano)	Escoamento total (mm/ano)	Escoamento de base/ Escoamento total (%)
2011/2012	374	169,1	543,1	69
2012/2013	194,5	38,7	233,2	83
2013/2014	95	23,8	118,7	80

Fonte: elaborada pelo autor.

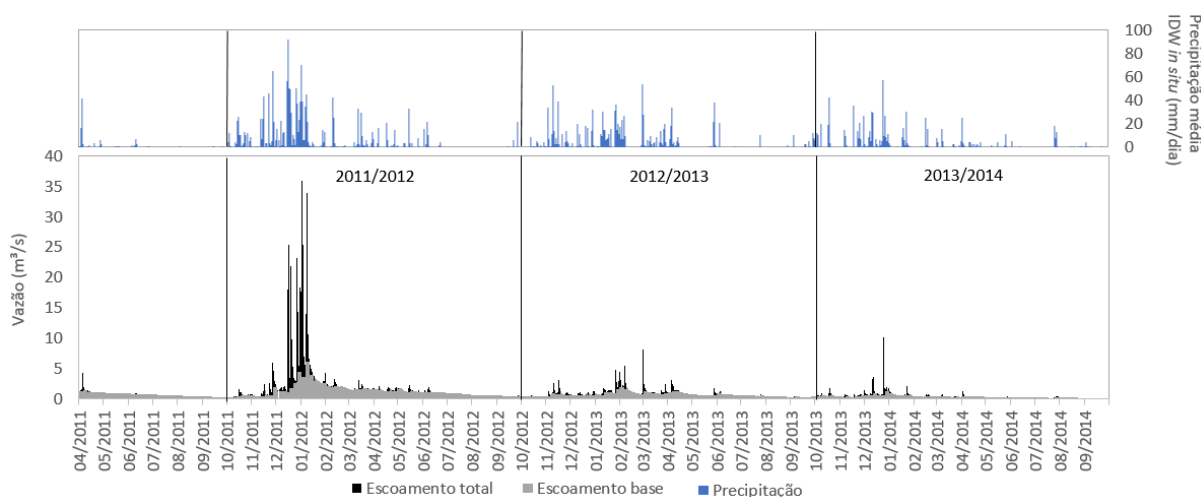


Figura 5.45: Hidrograma do escoamento superficial e de base em escala diária estimado pelo método de separação de escoamento intervalo fixo

Fonte: elaborada pelo autor.

Os valores resultantes da aplicação do método do CN/NRSC empregando dados *in situ* e por sensoriamento remoto e o escoamento superficial observado em Jardim foram plotados em um mesmo gráfico como apresenta a Figura 5.46. Analisando esta figura observa-se que o escoamento superficial com dados *in situ* e o escoamento superficial baseado no produto de precipitação TRMM3B42v7 são predominantemente superestimados em comparação com o escoamento superficial de referência. O escoamento superficial com dados *in situ* apresenta os valores mais elevados em relação a referência.

A avaliação da estimativa do escoamento superficial pelo método do CN/NRSC utilizando dados *in situ* e por sensoriamento remoto foi efetuada aplicando as seguintes métricas: o coeficiente de Kling-Gupta, KG_e , a raiz do erro quadrático médio, RMSE e o coeficiente de determinação, R^2 . Os resultados estão apresentados na Tabela 5.20.

Tabela 5.20: Resultados das métricas de avaliação do escoamento superficial

Modelo	KG_e	RMSE	R^2
Dados <i>in situ</i>	-0,65	0,53	15,99
Dados PLU por SR	0,30	0,46	13,50

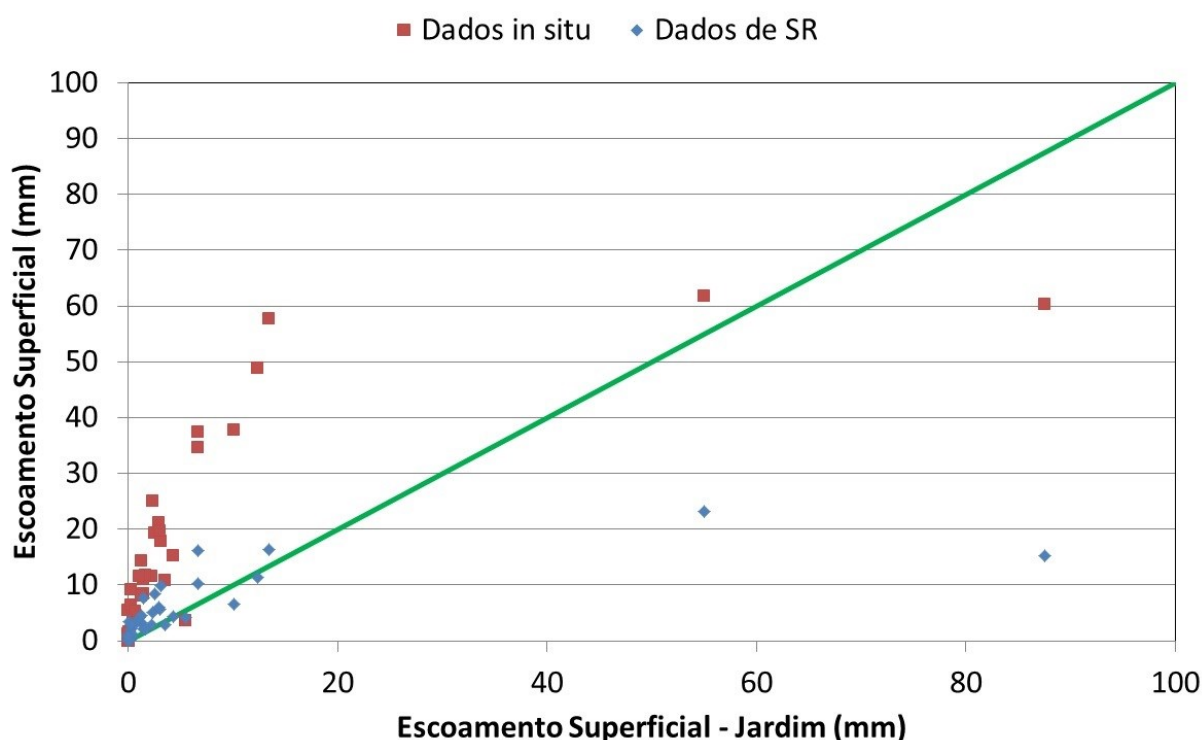


Figura 5.46: Análise do escoamento superficial estimado com base em dados de precipitação *in situ* em comparação com dados registrados de escoamento superficial na estação fluviométrica Jardim

Fonte: elaborada pelo autor.

Examinando a Figura 5.46 e as métricas de avaliação apresentadas na Tabela 5.20, constata-se que o método do CN/NRSC empregando dados por sensoriamento remoto gerou os melhores resultados para valores abaixo de 20mm e que a utilização dos dados *in situ* superestimou o escoamento superficial.

Na aplicação do método do CN/NRSC utilizou-se o método de ajuste assintótico proposto por Cunha *et al.* (2015), no qual o valor de CN é função da precipitação. De forma que, para maiores precipitações o valor de CN será menor e, por consequência, aumentará a infiltração e diminuirá

o escoamento superficial. Fato que ocorreu com a utilização do produto TRMM3B42v7, pois as precipitações são superestimadas no período chuvoso em comparação com os dados *in situ*, conforme item 5.1.3.3. Isto resultou em estimativas de escoamento superficial inferiores quando se utilizou precipitações por sensoriamento remoto. E, como as precipitações originárias dos dados *in situ* são inferiores as do TRMM3B42v7, resultou em menores valores de CN e maiores valores de escoamento superficial.

As médias dos escoamentos superficiais obtidas no período de out/2011 a set/2014 estão apresentados na Tabela 5.21.

Tabela 5.21: Médias dos escoamentos superficiais no período de out/2011 a set/2014 (mm)

Método	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	AH
Jardim	1,7	6,8	23,8	32,4	3,2	4,7	2,3	1,3	0,7	0,2	0,0	0,0	77,2
Dados <i>in situ</i>	17,0	31,5	46,8	38,2	6,6	22,4	12,5	8,3	5,6	3,4	0,0	2,4	194,6
Dados PLU por SR	5,2	9,8	15,2	12,3	3,3	6,9	4,0	2,0	1,1	1,0	0,0	1,8	62,7

A Tabela 5.22 apresenta os resultados da aplicação das três métricas aos escoamentos superficiais médios da Tabela 5.21. Analisado os valores da Tabela 5.22, observa-se que todas as métricas melhoraram em comparação aos da Tabela 5.20.

Tabela 5.22: Métricas de avaliação das médias mensais dos escoamentos superficiais

Modelo	KGE	R ²	RMSE (mm/mês)
Dados <i>in situ</i>	-0,58	0,73	12,66
Dados PLU por SR	0,52	0,75	6,52

A Tabela 5.23 apresenta os valores médios anuais do escoamento superficial e, também, a diferença percentual em relação aos dados de Jardim. A média anual do escoamento superficial estimada pelo balanço hídrico modificado por Charles *et al.* (1993) empregando dados de precipitação por satélite é a que apresentou o menor desvio, -18,8%.

Tabela 5.23: Estimativas dos escoamentos superficiais por ano hidrológico (mm)

	Jardim	Dados <i>in situ</i>	Dados PLU por SR
Média AH	77,2	194,6	62,7
Dif %		152,1	-18,8

Os resultados apresentados indicam uma grande influência da precipitação na estimativa do escoamento superficial quando se aplica o método de ajuste assintótico proposto por Cunha *et al.* (2015). Também indicam que os resultados dos dois métodos empregados na estimativa do escoamento superficial a nível mensal não foram os mais adequados. Contudo, os resultados melhoram quando se considera as médias mensais anuais.

5.3.2 Avaliação da evapotranspiração real

A evapotranspiração real (ETR) foi calculada de três formas distintas, (1) calculando o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ*, (2) o mesmo balanço hídrico modificado por Charles *et al.* (1993) empregando dados de precipitação por satélite e evapotranspiração potencial determinada com dados *in situ* e, (3) utilizando os dados oriundo do SSEBop. Os valores da evapotranspiração real determinadas dessas três formas estão apresentados nas Tabela 5.6, Tabela 5.11 e Tabela 5.13. Na comparação destes resultados foram consideradas como referência as ETRs calculadas pelo método o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ* cujos dados estão apresentados na Tabela 5.6

A Figura 5.47 apresenta os dados mensais de ETR plotados no mesmo gráfico. As métricas para comparação empregadas foram os seguintes índices de desempenho contínuo: coeficiente de Kling-Gupta, KGE'; raiz do erro quadrático médio, RMSE; e coeficiente de determinação, R², sendo descritos no Anexo B. Quanto menor o valor do RMSE menor o erro entre as séries comparadas. O coeficiente de determinação igual a 1 indica que a regressão linear entre as séries comparadas explica 100% da variância dos dados. E no caso do KGE', o valor igual a 1 indica que o modelo é perfeito e valores maiores que -0,41 indicam que o modelo apresenta melhores resultados do que adotar a média (Knoben *et al.*, 2019). A Tabela 5.24 apresenta os valores calculados das métricas para comparação.

Tabela 5.24: Métricas de comparação da evapotranspiração real

Modelo	KGE	R ²	RMSE
Dados PLU	0,89	0,91	14,33
SSEBop	0,34	0,60	35,58

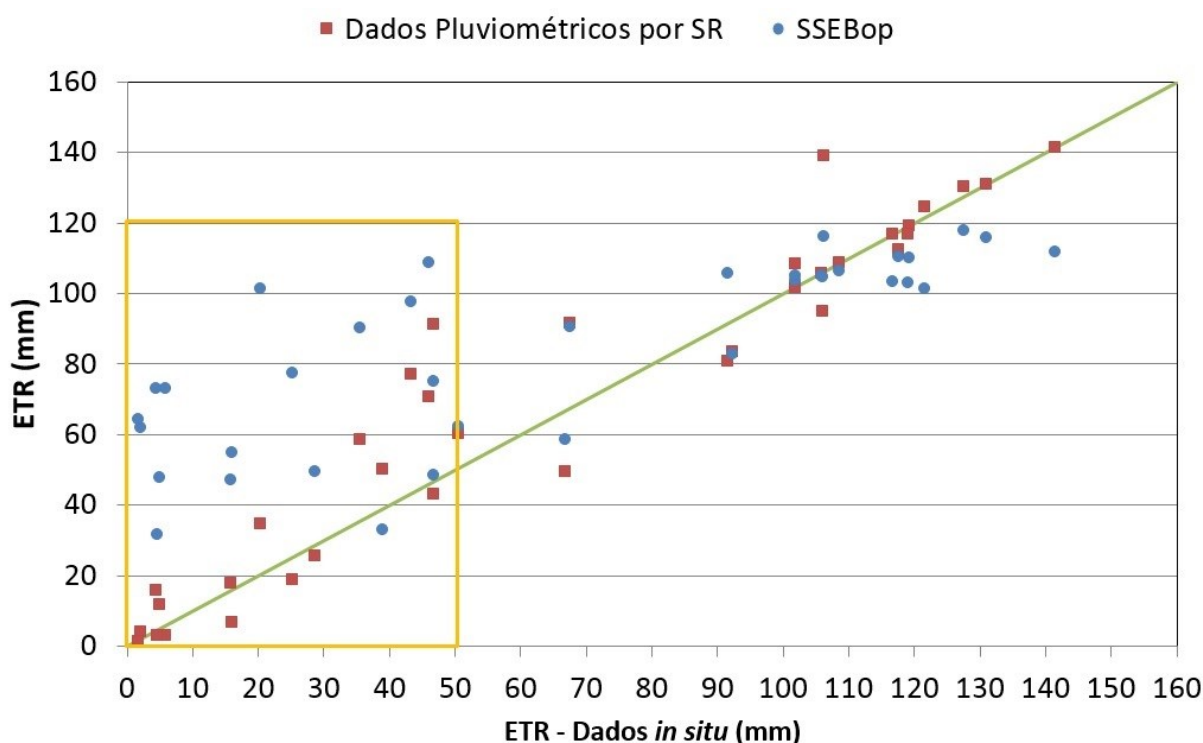


Figura 5.47: Comparação da evapotranspiração real

Analisando a Tabela 5.24 e a Figura 5.47 observa-se que as evapotranspirações reais calculadas pelo balanço hídrico no solo, tanto com dados *in situ* como dados pluviométricos por sensoriamento remoto, apresentaram valores bastante semelhantes. Na Figura 5.47 se constata que os valores de ETR do SSEBop menores que 100 mm são superiores aos valores obtidos com os balanços hídricos no solo. Observa-se nessa figura que a maior dispersão dos dados do SSEBop para valores inferiores a 50 mm de evapotranspiração real calculadas a partir do balanço hídrico no solo com dados *in situ*. Indicando que pode haver uma superestimava da ETR do SSEBop no período seco.

A Tabela 5.25 apresenta as médias da evapotranspiração real obtidas no período de out/2011 a set/2014.

Tabela 5.25: Médias das evapotranspirações reais no período de out/2011 a set/2014 (mm)

Método	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	AH
Dados in situ	76,1	115,6	125,1	118,8	85,1	88,1	68,8	44,4	26,7	20,0	3,2	21,8	793,4
Dados por SR	77,2	116,6	126,0	129,6	88,0	100,8	88,8	42,5	23,9	22,9	2,9	31,1	850,4
SSEBop	103,3	105,4	112,3	111,5	108,3	102,0	82,9	55,9	43,2	45,2	66,5	80,3	1016,8

A Tabela 5.26 apresenta os resultados da aplicação das três métricas aos dados de evapotranspiração real da Tabela 5.24. Analisado os valores da Tabela 5.26 em comparação com os da Tabela 5.24, observa-se que todas as métricas melhoraram. Tendo como referência os dados de ETR estimados pelo balanço hídrico no solo, verifica-se que os valores de ETR do SSEBop são os que apresentaram as piores métricas.

Tabela 5.26: Métricas de avaliação das médias mensais das evapotranspirações reais

Modelo	KGE	R ²	RMSE
Dados PLU por SR	0,92	0,98	8,17
SSEBop	0,39	0,74	29,54

A Tabela 5.27 apresenta os valores de ETR médios anuais e, também, a diferença percentual em relação a ETR calculada com o balanço hídrico no solo utilizando dados *in situ*. A média anual do SSEBop é a que apresentou o maior desvio, 28,2%.

Tabela 5.27: Estimativas das evapotranspirações reais médias por ano hidrológico (mm)

	Dados in situ	Dados por SR	SSEBop
Média AH	793,4	850,4	1016,8
Dif %		7,2	28,2

Assim, a partir das análises descritas anteriormente observa-se que as evapotranspirações reais calculadas pelo balanço hídrico no solo, tanto com dados *in situ* como dados pluviométricos por sensoriamento remoto, apresentaram valores bastante semelhantes e os dados do SSEBop superestimam a ETR no período seco. Estas análises também indicam que os três métodos empregados na estimativa da ETR podem ser aplicados a nível mensal. Mas, os melhores resultados são alcançados quando se trabalha com médias mensais e anuais.

5.3.3 Avaliação da estimativa de recarga

A recarga mensal foi estimada aplicando os seguintes métodos, (1) o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ*, (2) o mesmo balanço hídrico modificado por Charles *et al.* (1993) empregando dados de precipitação por satélite e evapotranspiração potencial determinada com dados *in situ* e, (3) calculando o balanço hídrico simplificado (BHS) com dados de precipitação e evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto. Os

dados mensais das recargas estimados com esses três métodos estão apresentados nas Tabelas Tabela 5.5, Tabela 5.10 e Tabela 5.14. Na avaliação destes resultados foram consideradas como referência as recargas determinadas pelo método da VNA cujos dados estão apresentados na Tabela 5.17.

Os dados mensais de recarga foram plotados no mesmo gráfico como ilustra a Figura 5.48. A avaliação das recargas mensais estimadas pelos três métodos mencionados acima foi efetuada aplicando as seguintes métricas: o coeficiente de Kling-Gupta, KGE' , a raiz do erro quadrático médio, RMSE e o coeficiente de determinação, R^2 . Os resultados estão apresentados na Tabela 5.28.

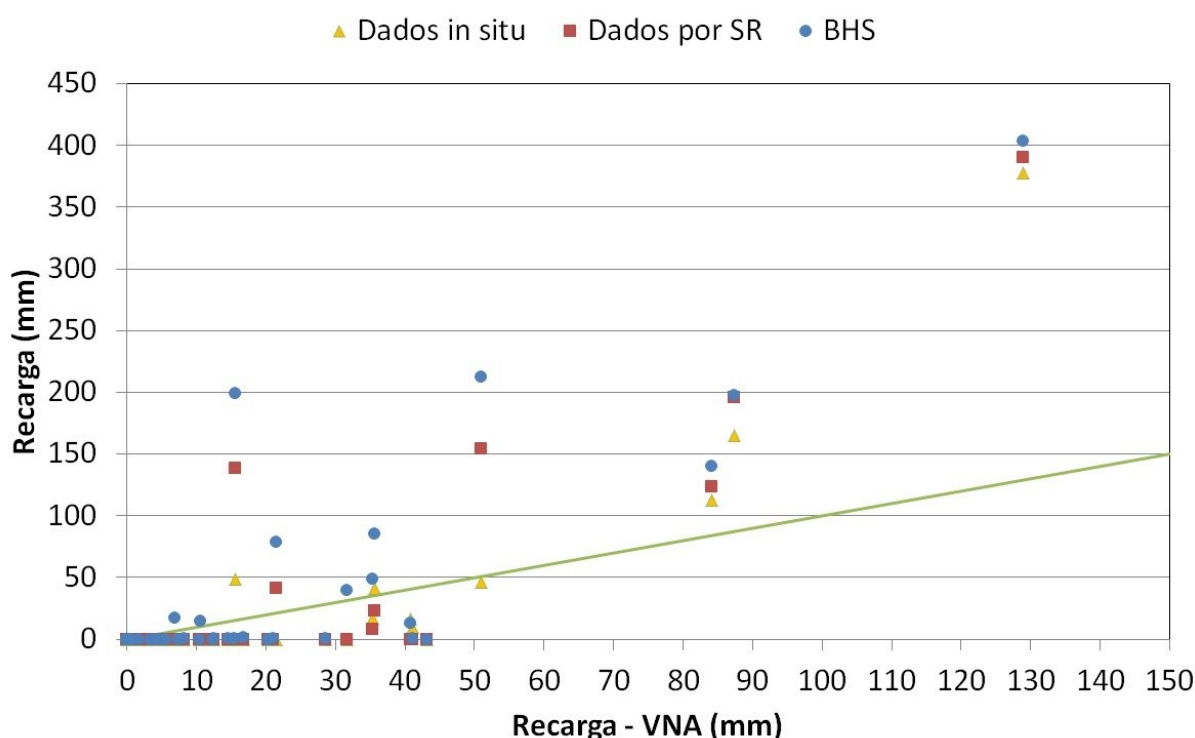


Figura 5.48: Avaliação das recargas mensais

Fonte: elaborada pelo autor.

Tabela 5.28: Métricas de avaliação das recargas mensais

Modelo	KGE	R^2	RMSE
Dados <i>in situ</i>	-0,45	0,76	46,62
Dados de PLU por SR	-0,20	0,70	57,25
BHS	-0,09	0,67	67,46

Analisando a Figura 5.48 e a Tabela 5.28 observa-se que o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial

calculados por medições em estações *in situ* apresentou os melhores resultados para o coeficiente de determinação e RMSE. Somente o balanço hídrico simplificado conseguiu estimar as recargas que ocorreram nos períodos secos (Abril a setembro). Porém, quando se considera o KGE', o balanço hídrico simplificado mostrou o melhor resultado. No caso do KGE', o valor igual a 1 indica que o modelo é perfeito e valores maiores que -0,41 indicam que o modelo apresenta melhores resultados do que adotar a média (Knoben *et al.*, 2019).

A Tabela 5.29 apresenta as médias das recargas obtidas no período de out/2011 a set/2014 para os três métodos e da VNA.

Tabela 5.29: Médias mensais das recargas no período de out/2011 a set/2014 (mm)

Método	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	AH
VNA	25,7	50,5	69,4	39,5	24,6	27,8	13,2	10,4	5,2	3,4	0,0	4,2	274,0
Dados <i>in situ</i>	8,9	51,1	141,2	71,2	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	277,8
Dados PLU por SR	2,7	48,8	181,5	111,4	0,0	13,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	358,1
BHS	16,5	88,3	205,5	132,5	0,0	30,5	5,4	0,3	0,1	5,8	0,0	0,0	484,9

Ao se aplicar as três métricas mencionadas anteriormente as médias mensais da Tabela 5.29 obteve-se os resultados apresentados na Tabela 5.30. Quando se considera o KGE' e o RMSE, o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ* apresentou os melhores resultados. Enquanto que o BHS apresentou o melhor coeficiente de determinação, R².

Tabela 5.30: Métricas de avaliação das recargas médias mensais (mm)

Modelo	KGE	R ²	RMSE
Dados <i>in situ</i>	-0,03	0,79	25,63
Dados PLU por SR	-0,13	0,73	40,22
BHS	-0,09	0,82	49,58

A Tabela 5.31 apresenta as recargas médias dos três métodos e da referência considerando os três anos hidrológicos de análise e, também, a diferença percentual em relação a recarga pela VNA.

Tabela 5.31: Estimativas da recarga média por ano hidrológico

	VNA	Dados in situ	Dados PLU por SR	BHS
Média AH	274,0	277,8	358,1	484,9
Dif %		1,4	30,7	76,9

Do exposto acima, observa-se que as estimativas mensais de recarga foram as que apresentaram os piores resultados nas métricas de avaliação para os três métodos. Todavia, quando se considerou as médias mensais do período as métricas melhoraram. Sendo que, em termos de desvios percentuais, as médias anuais apresentam os menores valores. Indicando que o emprego do balanço hídrico no solo, tanto com dados *in situ* como por sensoriamento remoto, na forma que foram aplicados neste estudo, sem calibração dos valores de CN com os dados de escoamento superficial observados, e do balanço hídrico simplificado com dados de sensoriamento remoto parecem mais adequados para a estimativa de médias mensais e principalmente das médias anuais. O modelo que apresentou o melhor desempenho na estimativa da recarga foi o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ*, e o pior, foi o balanço hídrico simplificado (BHS) com dados de precipitação e evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto.

5.4 Discussões

Dentre os produtos de precipitação baseados no sensoriamento remoto, o TRMM3B42v7 apresentou, de forma geral, melhor desempenho entre os índices analisados, porém, observou-se que o TRMM3B42v7 superestima a precipitação, conforme assinalado pelos índices desempenho contínuo, viés (Figura 5.20) e PBIAS (Figura 5.21). A performance do TRMM3B42v7 pode ser atribuída a faixa de detecção do micro-ondas, a qual tem origem os dados do produto, e a nuvem de estações pluviométricas para ajustes presentes próxima a área estuda (Figura 5.26) como discutidos no item 3.2.3.2 e 5.1.3.1.

O escoamento superficial estimado com dados *in situ* ao ser comparado com o escoamento superficial da estação fluviométrica Jardim, determinado pelo método de intervalo fixo, apresenta-se predominante superestimado, conforme Figura 5.46, e com as piores métricas de avaliação na escala de tempo mensal. As estimativas do escoamento superficial com os dados de precipitação por sensoriamento remoto apresentaram as melhores métricas. O escoamento

superficial tem relação direta com a pluviometria pela equação de ajuste assintótico de Cunha *et al.* (2015), Equação (4.2), de tal modo que, maiores precipitações implicam em menores os valores de CN e menores valores de escoamento superficial. A análise das precipitações via sensoriamento remoto indicou que a precipitação por satélite é superestimada, assim, o valor de CN tende a diminuir e o escoamento superficial também diminuirá. Além disso, cabe ressaltar que a curva de ajuste assintótico de Cunha *et al.* (2015) foi definida a partir de eventos de precipitação com duração subdiária. E, neste estudo, foram utilizados dados diários de precipitação. Assim, em novos estudos, seria interessante avaliar o desempenho do balanço hídrico no solo proposto por Charles *et al.* (1993) empregando o método CN/NRSC da forma tradicional e quando for possível com a calibração do CN a partir dos dados de escoamento superficial

As evapotranspirações reais calculadas pelo balanço hídrico no solo, tanto com dados *in situ* como com dados pluviométricos por sensoriamento remoto, apresentaram valores bastante semelhantes. Todavia, a evapotranspiração real do SSEBop apresentou-se elevada e com maior dispersão em comparação com a ETR calculada na terceira etapa do balanço hídrico no solo empregando dados obtidos *in situ* quando os valores mensais foram inferiores a 50 mm, conforme Figura 5.44. No caso de valores de ETR mensais pelo método de Thornthwaite superiores a 50 mm a dispersão dos dados foi menor. Este resultado indica que a ETR pelo SSEBop é superestimada no período seco. Provavelmente este resultado está associado ao fato do algoritmo do SSEBop se basear no método simplificado do balanço de energia obtido a partir da banda termal, indicando a necessidade de uma melhor calibração para a área em estudo ou uso de imagens com maior resolução espacial como discutido por Andrade (2018).

Em relação a recarga pelo método da VNA, a principal incerteza em sua aplicação é o rendimento específico, principalmente pela sua variabilidade em aquíferos de mesma textura, conforme observado na Tabela 3.7, elaborada por Johnson (1967). O método de aproximação convergente é uma alternativa frente a variabilidade do rendimento específico em função da textura do aquífero e não ocorrência do teste de bombeamento ou *Slug* devido algum imprevisto.

Conforme observado no Apêndice N, o método da VNA registrou recarga em quase todos os meses, divergente do balanço hídrico com dados *in situ* e com uso do produto TRMM3B42v7. O cálculo do balanço hídrico simplificado gerou valores de recarga em um número maior de

meses que os dois métodos anteriores. Este resultado reflete o fato da VNA estimar a recarga a partir de dados diários, ou seja, a recarga bruta, enquanto que os modelos empregados trabalham em escala temporal mensal, como ilustra a Figura 5.48.

As estimativas mensais de recarga foram as que apresentaram os piores resultados nas métricas de avaliação para os três métodos. Porém, quando se considerou as médias mensais do período as métricas melhoraram. Sendo que, em termos de desvios percentuais, as médias anuais apresentam os menores valores. O modelo que apresentou o melhor desempenho na estimativa da recarga foi o balanço hídrico no solo modificado por Charles *et al.* (1993) utilizando os dados de precipitação e evapotranspiração potencial calculados por medições em estações *in situ*, e o pior, foi o balanço hídrico simplificado (BHS) com dados de precipitação e evapotranspiração real obtidos por sensoriamento remoto.

Em relação a escala anual, apresenta na Tabela 5.31, a recarga média calculada pelo balanço hídrico baseado em dados *in situ* apresentou uma diferença percentual de 1,4%, o balanço hídrico baseado utilizando em dados de sensoriamento remoto apresentou uma diferença de 30,7 % e o balanço hídrico simplificado de 76,90%. A Tabela 5.32 apresenta a precipitação obtida em estações *in situ*, os valores de recargas e escoamento de base anuais, bem como, as relações com a precipitação em porcentagem. A recarga anual calculada pelo método da VNA apresenta uma razão média em relação a precipitação de 22,1%, semelhante ao coeficiente angular da reta de regressão linear entre as precipitações e as recargas mensais da Figura A. Pinto *et al.* (2010), também empregando o método da VNA para bacia do ribeirão Serra Azul em Pasto Grande, com área de drenagem de 55 km², calcularam para o ano hidrológico 2008/2009 uma recarga que correspondeu a 35,2% da precipitação média sobre bacia, a qual foi de 1599,8 mm. Drumond (2004), empregando técnicas de traçadores para estimar a infiltração residual e a evapotranspiração, determinou em termo médios a recarga de 36,3% da precipitação para o ano hidrológico 1999/2000 e 38,3% para 2001/2002.

Tabela 5.32: Razões entre as recargas e as precipitações anuais

AH	P	R in situ	%P	R SR	%P	R BHS	%P	VNA	%P	EB	%P
2011/2012	1739,1	672,5	38,7	757,9	43,6	870,1	50	415,3	23,9	374	21,5
2012/2013	1130,6	105,6	9,3	161,9	14,3	299,6	26,5	212,2	18,8	194,5	17,2
2013/2014	854,6	55,5	6,5	154,5	18,1	285	33,3	194,6	22,8	95	11,1
Média	1241,4	277,8	22,4	358,1	28,8	484,9	39,1	274	22,1	221,2	17,8

Como sugerido em outros estudos, devido à dificuldade em medir diretamente, sempre haverá incerteza nas estimativas de recarga (SCANLON; HEALY; COOK, 2002; LUCAS *et al.*, 2015; USMAN *et al.*, 2015).

6 CONCLUSÕES

Os índices de desempenho categóricos indicaram que os produtos de precipitação por sensoriamento remoto apresentam confiabilidade na identificação de ocorrência ou não de chuva. Assim, uma aplicação destes produtos é a verificação da consistência dos dados das estações pluviométricas em termos de ocorrência ou não de precipitação, ou utilizá-los como critério de direcionamento para interpolação de dados pluviométricos. Todavia, o grau de confiabilidade dos produtos de sensoriamento remoto deve ser averiguado, pois os índices de desempenhos podem variar de regionalmente, indicando assim, que não há um produto de precipitação por sensoriamento remoto preferencial.

A estimativa do escoamento superficial calculando o balanço hídrico no solo sofre grande influência da precipitação quando se aplica o método de ajuste assintótico proposto por Cunha *et al.* (2015) para estimativa do CN do método CN/NRSC. Desta forma, reafirmando a necessidade de dados de chuva de boa qualidade e espacialmente bem distribuídos. Os métodos empregados na estimativa do escoamento superficial não apresentaram resultados adequados a nível mensal. Entretanto, quando se considera as médias mensais e anuais os resultados melhoram.

As evapotranspirações reais calculadas pelo balanço hídrico no solo, tanto com dados *in situ* como com dados pluviométricos por sensoriamento remoto, apresentaram valores bastante semelhantes. Em relação a evapotranspiração real pelo SSEBop, observou-se uma superestimativa para o período seco (abril a setembro), indicando a necessidade de melhorar a sua calibração para a área em estudo. Todavia, os testes de desempenho não são de fácil aplicação, pois normalmente são realizados utilizando como referência torres micrometeorológicas e balanços hídricos por bacias monitoradas. Os três métodos empregados na estimativa da ETR podem ser aplicados a nível mensal. Mas, os melhores resultados são alcançados quando se considera as médias mensais e anuais.

O método da VNA estimou a ocorrência de recarga em quase todos os meses entre outubro de 2011 a setembro de 2014 ao contrário dos métodos de balanço hídrico aplicados. O método da VNA estima a recarga a partir de dados diários, ou seja, a recarga bruta no mês, e os modelos utilizados trabalham em escala temporal mensal e não são capazes de estimar as variações diárias.

Os resultados da VNA indicam, que na bacia do ribeirão Serra Azul, a resposta da recarga aos eventos de precipitação é rápida. A aplicação do método da VNA também permitiu estabelecer relações lineares entre a recarga mensal sobre a bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim e três fatores climáticos, a saber, a precipitação, a razão entre a precipitação e a evapotranspiração de referência (P/ET_0) e, a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração de referência ($P - ET_0$). Os resultados indicam que a ocorrência de déficits ($[P - ET_0] < 0$) superiores a 80 mm tendem a gerar recargas mensais nulas no caso da bacia em estudo. Considerando o período analisado, 10/2011 a 09/2014, a média da recarga anual correspondeu a 22% da precipitação anual média.

Na estimativa de recarga pelo método da VNA a produção específica é um parâmetro fundamental, entretanto, as incertezas frente a este parâmetro são elevadas, podendo variar no caso da textura argilo-arenosa 0,04 a 0,1, com média de 0,07, segundo Johnson (1967). Esta variável é estimada pelo teste de bombeamento ou teste *Slug*, o qual não foi realizado nos piezômetros da RIMAS utilizados para estimar a recarga neste estudo. A alternativa utilizada frente a esta questão foi o método de aproximação convergente, o qual é de fácil aplicação. Entretanto, não retira a necessidade de serem realizados os testes de bombeamento ou teste *Slug*.

Os três métodos empregados para a estimativa de recarga não apresentaram bons resultados na escala mensal quando comparados com a recarga bruta estimada pelo método da VNA.

Em termos de resultados de recarga médias mensais e anuais, o balanço hídrico no solo com dados *in situ* apresentou os melhores resultados e o balanço hídrico simplificado os piores. Nos casos dos dois métodos de balanço hídrico no solo os resultados indicam que é necessário aprimorar a estimativa do escoamento superficial e no caso do balanço hídrico simplificado, deve-se melhorar a acurácia dos produtos de sensoriamento remoto utilizados. Além de se incorporar a variação de armazenamento de água no solo no cálculo do balanço hídrico simplificado.

A utilização conjunta de dados pluviométricos e de evapotranspiração provenientes de sensoriamento remoto se mostraram interessantes para aplicação em regiões onde não há ou a densidade espacial das informações é baixa.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. **Portal Hidroweb**. Disponível em: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/publico/apresentacao.jsf>. Acesso em: 02 fev. 2018.
- ALBURQUERQUE, C. G.; MONTENEGRO, S. M.; MONTENEGRO, A. A.; JUNIOR, R. V. Recarga de aquífero aluvial sob uso agrícola. **Águas subterrâneas**, v. 29, n. 1, p. 60-71, 2015.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **FAO Irrigation and drainage paper nº 56**. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 1998.
- ANDRADE, B. C. C. **Estimativa da evaporação real via sensoriamento remoto**. Dissertação (Mestrado Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, p. 135, 2018.
- BAEZ-VILLANUEVA, O. M.; ZAMBRANO-BIGIARINI, M; RIBBE, L; NAUDITT, A; GIRALDO-OSORIO, J. D; THINH, N. X. Temporal and spatial evaluation of satellite rainfall estimatives over different regions in Latin-American. **Atmospheric Research**, p. 34-50, Maio 2018.
- BEATO, D. A. C.; MONSORES, A. M.; BERTACHINI, A. C. Potencial aquífero nos metassedimentos do quadrilátero ferrífero-Região da APA Sul RMBH-MG. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO GEOLÓGICO, **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, 2006. p. 1-20.
- BECK, H. E.; PAN, M; ROY, T; WEEDON, G. P; PAPPENBERGER, F; VAN DIJK, A. I. J. M.; HUFFMAN, G. J.; ALDER, R. F.; WOOD, E. F. Daily evaluation of 26 precipitation datasets using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS. **Hydrol. Earth Syst. Sci**, p. 207–224, 2019.
- BERTACHINI, A. C. Hidrogeologia e desaguamento da Mina de Águas Claras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEA. **Anais...**1994.
- BERTOL, G. A.; CAMARGOS, C. C.; VELÁSQUEZ, L. N.; BRANCO, O. E.; COTA, S. D. aplicação do método do cálculo do balanço hídrico na avaliação da recarga no aquífero Bauru em Araguari-MG. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEA. **Anais...** 2006.
- BOTELHO, L. **Gestão dos recursos hídricos em Sete Lagoas/MG: uma abordagem a partir da evolução espaço-temporal da demanda e da captação de água**. 2008. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Geral, 2008.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da Natureza e Propriedades Dos Solos**. 3. ed. [S.l.]: Bookman, 2012.
- BRODIE, R. S.; HOSTETLER, S. **A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs**. Managing Connected Water Resources Project, Bureau of Rural Sciences, the Australian Nacional University, 2005.
- CARMAGO, M. B.; CARMAGO, A. P. Representação gráfica informatizada do extrato do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather. **Seção de Climatologia, Instituto Agrônomo de Campinas**, Campinas, p. 169-172, 1993.

CENTER FOR HYDROMETEOROLOGY AND REMOTE SENSING – CHRS. **The PERSIANN System Fine Resolution Precipitation Estimates Using PERSIANN-Cloud Classification System**. 2017. Disponível em: http://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php. Acesso em: 05 jun. 2018.

CHARLES, E. G.; BEHRROZI, C.; SCHOOLEY, J.; HOFFMAN, J. **A method for evaluating ground-water-recharge areas in New Jersey**. Department of Environmental Protection and Energy. New Jersey, p. 95. 1993.

CHEN, S.; HONG, Y.; CAO, Q.; KIRDTETTER, P.; GOURLEY, J. J.; QI, Y.; ZHANG, J.; HAWARD, K.; HU, J.; WANG, J.. Performance evaluation of radar and satellite rainfalls for Typhoon Morakotover Taiwan: Are remote-sensing products ready for gauge denial scenario of extreme events? **Journal of Hydrology**, 2013.

CHOW, V. T.; MAIDMENT; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. 1º. ed. [S.l.]: McGraw Hill, 1988.

CODEMIG/CPRM. Mapa geológico de Igarapé. **Portal da Geologia**, 2005. Disponível em: <http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>. Acesso em: 2018 set. 10.

COELHO, V. H.; MONTENEGRO, S.; ALMEIDA, C.; SILVA, B.; OLIVEIRA, L.; GUSMÃO, A; FREITAS, E.; MONTENEGRO, A. Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data. **Journal of Hydrology**, p. 1-15, 2017.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. 2ª. ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRHidro), 2015. 339 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAI – CPRM. **Glossário Geológico Ilustrado**. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>. Acesso em: 01 maio 2019.

CROUSE, M.; SLOTO, R. **Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis**. Lemoyne, Pennsylvania: U. S. Geological Survey, 1996.

CUNHA, S. F.; SILVA, F E O; MOTA, T U; PINHEIRO, M C. Avaliação da acurácia dos métodos do SCS para cálculo da precipitação efetiva e hidrogramas de cheia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 20, p. 837-848, out./dez. 2015.

DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. **Análise Espacial de Dados Geográficos**. [S.l.]: EMBRAPA, 2004.

DRUMOND, M. M. A técnica de traçadores e o seu potencial para ampliar o conhecimento hidrológico sobre as bacias brasileiras: um estudo aplicado à bacia representativa de Juatuba - MG. Tese so Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos. 2004

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrol. Process**, v. 19, p. 507-515, 2005.

FEITOSA, F. A.; FILHO, J. M.; FEITOSA, E. C.; DEMÉTRIO, J. G. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3º. ed. Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2008.

FITTS, C. R. **Águas subterrâneas**. [S.l.]: Editora Campus , 2015.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Água subterrânea**. Tradução de Everton Oliveira. São Paulo: [s.n.], 2017. 698 p.

GALVÃO, P.; HIRATA, R.; CONICELLI, B. Estimating groundwater recharge using GIS-based distributed water balance model in an environmental protection area in the city of Sete Lagoas (MG), Brazil. **Environmental Earth Sciences**, p. 1-19, 2018.

- GEBREMICHAEL, M.; HOSSAIN, F. **Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology**. [S.l.]: Spring, 2010.
- HAWKINS, R. H. Asymptotic determination os runoff Curve Numbers from data. **J. Irrig. Drain Eng.**, p. 334-345, 1993.
- HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal**, Colorado, p. 91-109, 2002.
- HEALY, R. W.; SCANLON, B. R. **Estimating Groundwater Recharge**. New York: Cambridge University Press, 2010.
- HIPÓLITO, J. R.; VAZ, A. C. **Hidrologia e recursos hídricos**. 2º. ed. [S.l.]: IST Press, 2013.
- HIRATA, R.; SUHOGUSOFF, A.; MARCELLINI, S.; VILLAR, P.; MARCELLINI, L. **Revolução silenciosa das águas subterrâneas no Brasil: uma análise da importância do recurso e os riscos pela falta de saneamento**. Instituto Trata Brasil. [S.l.]. 2019.
- HOEFT, C. **Hydrologic Soil Groups – Chapter 7**. 2ª. ed. [S.l.]: Natural Resources Conservation Service (NRCS)/Agricultural Research Service (ARS), 2009. Disponível em: <https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/manage/hydrology/?cid=stelprdb1043063>.
- HUFFMAN, G.; BOLVIN, D.; NELKIN, E.; WOLFF, D. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, 2007.
- HUNT, R. J.; LABAUGH, J. W.; ROSENBERRY, D. O. **Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water**. U.S. Geological Survey. [S.l.], p. 46-67. 2008.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Sistema de Suporte à Decisão na Agropecuária – SISDAGRO**. Disponível em: <http://sisdagro.inmet.gov.br/sisdagro/app/index>. Acesso em: 06 ago. 2018.
- INSTITUTO PORTUGUÊS DO MAR E DA ATMOSFERA – IPMA. **Área educativa – Hidrometeoros**, 2019. Disponível em: <https://www.ipma.pt/pt/educativa/fenomenos.meteo/index.jsp?page=meteoros.hidro.xml>. Acesso em: 03 fev. 2019.
- JOHNSON, A. **Specific yield - compilation of specific yields for various materials**. US Geol Surv Water-Supply Paper. [S.l.], p. 77. 1967.
- KHALAF, A.; DONOGHUE, D. Estimating recharge distribution using remote sensing: A case study from. **Journal of Hydrology**, p. 414-415, 2012.
- KHALAF, A.; DONOGHUE, D. Estimating recharge distribution using remote sensing: A case study from the West Bank. **Journal of Hydrology**, p. 354-363, 2012.
- KIDD, C. Satellite Rainfall Climatology: a review. **International Journal of Climatology** , p. 1041-1066, 2001.
- KIDD, C.; LEVIZZANI, V. Status of satellite precipitation retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences** , p. 1109-1116, 2011.
- KNOBEN, W. J. M.; FREER, J. E.; WOODS, R.A. Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash-Sutcliffe and Kling-Gupta efficiency scores. **Hydrology and Earth System Sciences** , p. 4323-4331, 2019.

- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 3. ed. [S.l.]: Editora da Universidade de São Paulo, 2018.
- LIU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. **Energies**, v. 7, p. 2821-2849, 2014.
- LOBATO, L.; BALTAZAR, O.; REIS, L.; ACHTSCHIN, A; BERNI, G; SILVEIRA, V. **Mapa Geológico Igarapé na Escala 1: 50.000**. [S.l.]: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa., 2005.
- LUCAS, M.; OLIVEIRA, P.; MELO, D.; WENDLAND, E. Evaluation of remotely sensed data for estimating recharge to an outcrop zone of the Guarani Aquifer System (South American). **Hydrogeology Journal**, p. 961-969, 2015.
- LYNE, V.; HOLLICK, M.; PAULHUS, J. L. H. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. **Institute of Engineers Australia National Conference**, p. 89-93, 1979.
- MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: CNPq, 2012.
- MISSTEAR, B. D. R. Groundwater recharge assessment: a key component river basin management. **National Hydrology Seminar** , p. 51-58, 2000.
- MOODY, H. F. **Estimation of Direct Runoff – Chapter 10**. 3º. ed. [S.l.]: Natural Resources Conservation Service (NRCS)/Agricultural Research Service (ARS), 2004. Disponível em: https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/manage/hydrology/?cid=s_telprdb1043063.
- MOODY, H. F. **Hydrologic Soil-Cover – Chapter 9**. 2ª. ed. [S.l.]: Natural Resources Conservation Service (NRCS)/ Agricultural Research Service (ARS), 2004. Disponível em: https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/manage/hydrology/?cid=s_telprdb1043063.
- MORAES, R. M. Sensoriamento Remoto e classificação de imagens. **Departamento de Estatística da CCEN – UFPB**, João Pessoa, 1999. Disponível em: <http://www.de.ufpb.br/~ronei/procimagem/procimagem.htm>. Acesso em: 05 out. 2018.
- MULLEM, V. A. J.; WOODWARD, D. E.; HAWKINS, R. H.; T., HJELMFELT JR., A. Runoff Curve Number Method: Beyond The Handbook. In: FEDERAL INTERAGENCY HYDROLOGIC MODELING CONFERENCE. **Proceedings...** 2002.
- MUNCH, Z.; CONRAD, J.; GILBSON, L.; PALMER, A.; HUGHES, D. Satellite earth observation as a tool to conceptualize hydrogeological fluxes in the Sandveld, South Africa. **Hydrogeology Journal**, p. 1053-1070, 2013.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Instruments. **Precipitation Mensurement Missions**. Disponível em: <https://pmm.nasa.gov/TRMM/trmm-instruments>. Acesso em: 01 set. 2018.
- NATURAL RESOURCE CONSERVATION SERVICE. **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook**. [S.l.]: [s.n.]. Disponível em: https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/manage/hydrology/?cid=s_telprdb1043063.
- NETO, M. **Balanço Hídrico Thornthwaite & Mather (1995)**. Comunicado técnico Embrapa, n. 34. [S.l.], p. 1-18. 1989.

NEVES, B. V. B. **Geoprocessamento como ferramenta no estudo de correlação entre a dinâmica da cobertura vegetal e a evapotranspiração na bacia do Ribeirão Serra Azul-MG**. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.

ORFEO TOOLBOX. Manual Orfeo ToolBox. Disponível em: <https://www.orfeo-toolbox.org/CookBook/>. Acesso em: 01 set. 2017.

PEREIRA, A. R. Simplificando o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather. **Agrometeorologia**, Campinas, 64, 2005. 311-313.

PINTO, E. J. A.; LIMA, J. E. S.; DAVIS, E. G.; SILVA, A. J.; DANTAS, E. O.; CÂNDIDO, M. O.; PALMIER, L. R.; MONTE-MOR, R. C. A. Estimativa da recarga natural do aquífero livre de uma sub-bacia da bacia representativa de Juatuba (MG) aplicando o método da variação dos níveis d'água (VNA). In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E XVII ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS 19. **Anais...** 2010.

PINTO, E. J. A.; ALVES, M. M. S. **Regionalização de vazões das sub-bacias 40 e 41 do Alto São Francisco: caracterização física e análise dos dados básicos**. CPRM. Belo Horizonte. 2001.

PONCE, V. M.; HAWKINS, R. H. Runoff Curve Number: Has it reached maturity? **J. Hydrol. Eng.**, 1, 1996. 11-19.

PRIGENT, C. Precipitation retrieval from space: an overview. **Comptes Rendus Geoscience**, p. 380-389, 2010.

RASUSSEN, W. C.; ANDREASEN, G. E. **Hydrologic budget of the Beaverdam Creek basin**. U. S. Geological Survey. Washington. 1958.

RYU, J.; JUNG, Y.; KONG, D.; PANK, B.; KIM, Y.; ENGEL, B.; LIM, K. Approach of land cover based asymptotic curve number regression equation to estimate runoff. **Irrigation and Drainage**, p. 94-104, 2016.

SALIO, P.; HOBOUCHIAN, M.; SKABAR, Y.; VILA, D. Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. **Atmospheric Research**, v. 163, p. 146-161, 2015.

SANEY, G.; SCHAUCER, M; FRIEDRINCHS, M.; VELPURI, N.; SINGH, R. Satellite-based water use dynamics using historical Landsat data (1984– 2014) in the southwestern United States. **Remote Sensing of Environment**, p. 98-112, 2017.

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

SANTOS, R. M.; KOIDE, S. Avaliação de recarga de água subterrâneas em ambientes de cerrado com base em modelagem numérica do fluxo em meio poroso saturado. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Poto Alegre, v. 21, n. 2º, p. 454-465, 2016. ISSN 2318-0331.

SARTORI, A. Desenvolvimento de critérios para classificação hidrológica de solos e determinação de valores de referência para o parâmetro CN. **Tese de Doutorado em Eng. Civil na Universidade Estadual de Campinas**, Campinas, 2010.

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

SENAY, G.; BOHMS, S.; SINGH, R., GOWDA, P.; VELPURI, N.; ALEMU, H.; VERDIN, J. Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather datasets: a new parameterization for the SSEB approach. **Jornal of American Water Resources Association**, v. 49, 2013.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **RIMA e SIRGAS**. Disponível em: <https://www.cprm.gov.br/publique/Sistemas-Geocientificos/SIAGAS-e-RIMAS-3550.html>. Acesso em: 04 fev. 2018.

SILVA, A. B.; NETO, A. F.; BERTACHINI, A. C. Potencial das águas subterrâneas do quadrilátero ferrífero. **Cong. Bras. de Águas Subterrâneas**, 1994.

SINGH, R. K.; SENAY, G. B. Comparison of Four Different Energy Balance Models. **Water**, p. 1-19, 2016.

STEEMHUIS, T. S.; MOLEN, V. D. The Thornthwaite Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. **Journal of Hydrology**, p. 221-229, 1985.

THE PERSIANN System Fine Resolution Precipitation Estimates Using PERSIANN-Cloud Classification System. **Center for Hydrometeorology and Remote Sensing (CHRS)**. Disponível em: http://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php. Acesso em: 05 fev. 2019.

THORNTHWAITE, C. W. **The water balance**. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology. [S.l.]. 1955.

TUCCI, C. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4º. ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRHidro), 2009.

UFV – CETEC – UFLA – FEAM. **Mapa de solos do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, Fundação Estadual do Meio Ambiente**. [S.l.]: [s.n.], 2010. Disponível em: http://www.dps.ufv.br/?page_id=742.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Chapter 10: Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall. In: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook** [S.l.]: [s.n.], 2004. p. 1-10.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Chapter 9: Hydrologic Soil-Cover Complexes. In: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook**. [S.l.]: [s.n.], 2004. p. 1-9.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Chapter 7: Hydrologic Soil Groups. In: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Part 630 Hydrology National Engineering Handbook**. [S.l.]: [s.n.], 2009. p. 1-7.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY – USGS. **Explore USGS**. Disponível em: : <https://earthexplorer.usgs.gov>. Acesso em: 01 jun. 2018.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas. **Fenômenos ópticos na atmosfera**. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/siae98/opticos/opticos.htm>. Acesso em: 05 jan. 2019.

USMAN, M.; LIEDL, R.; KAVOUSI, A. Estimation of distributed seasonal net recharge by modern satellite data in irrigate agricultural regions of Pakistan. **Environ Earth Sci**, p. 1463-1486, 2015.

VILA, D. A.; GONÇALVES, L. G.; TOLL, D. L.; ROZANTE, J. R. Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. **American Meteorological Society**, 2009.

WESTENBROEK, S. M.; KELVIN, V. A.; DRIPPS, W. R.; HUNT, R. J.; BRADBURY, K. R. **Soil-Water-Balance (SWB): A modified Thornthwaite-Mather model for estimating groundwater recharge**. U. S. Geological Survey. [S.l.], p. 72. 2010.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 3^a. ed. [S.l.]: International geophysics series, 2011.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). Oscar Test Server. **Observing Systems Capability Analysis and Review Tool**, 2019. Disponível em: <https://www.wmo-sat.info/oscar-staging/satellites>. Acesso em: 30 jun. 2019.

WREGGE, M. Termos Hidrogeológicos Básicos. **CPRM Serviço Geológico do Brasil**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Termos-Hidrogeologicos-Basicos-631.html>. Acesso em: 01 fev. 2019.

ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; NAUDITT, A.; BIRKEL, C.; VERBIST, K.; RIBBE, L. Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile. **Hydrology Earth System Sciences**, p. 1295–1320, 2017.

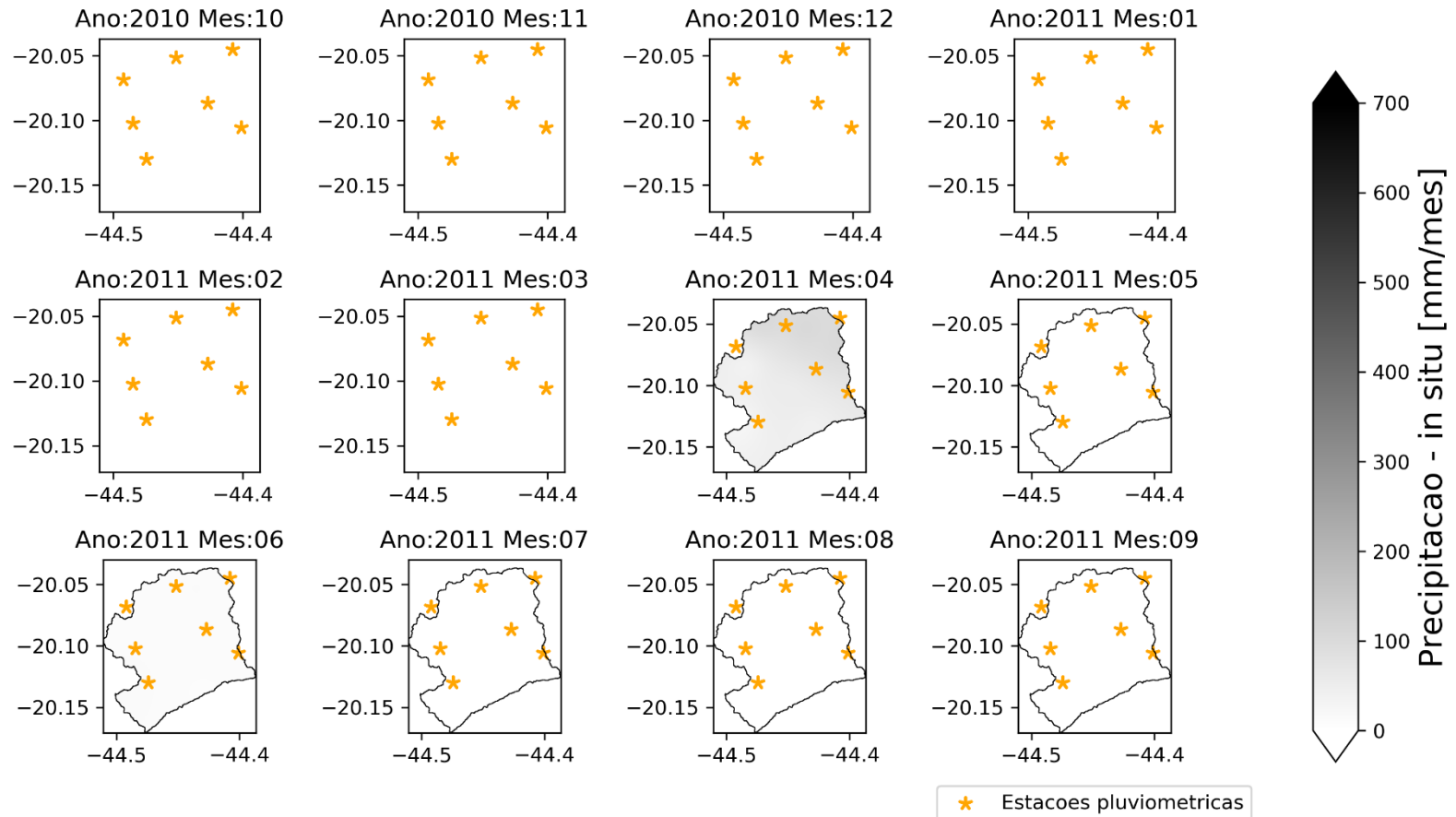
APÊNDICES

Apêndice A: Tabela resumo do balanço hídrico com dados *in situ*

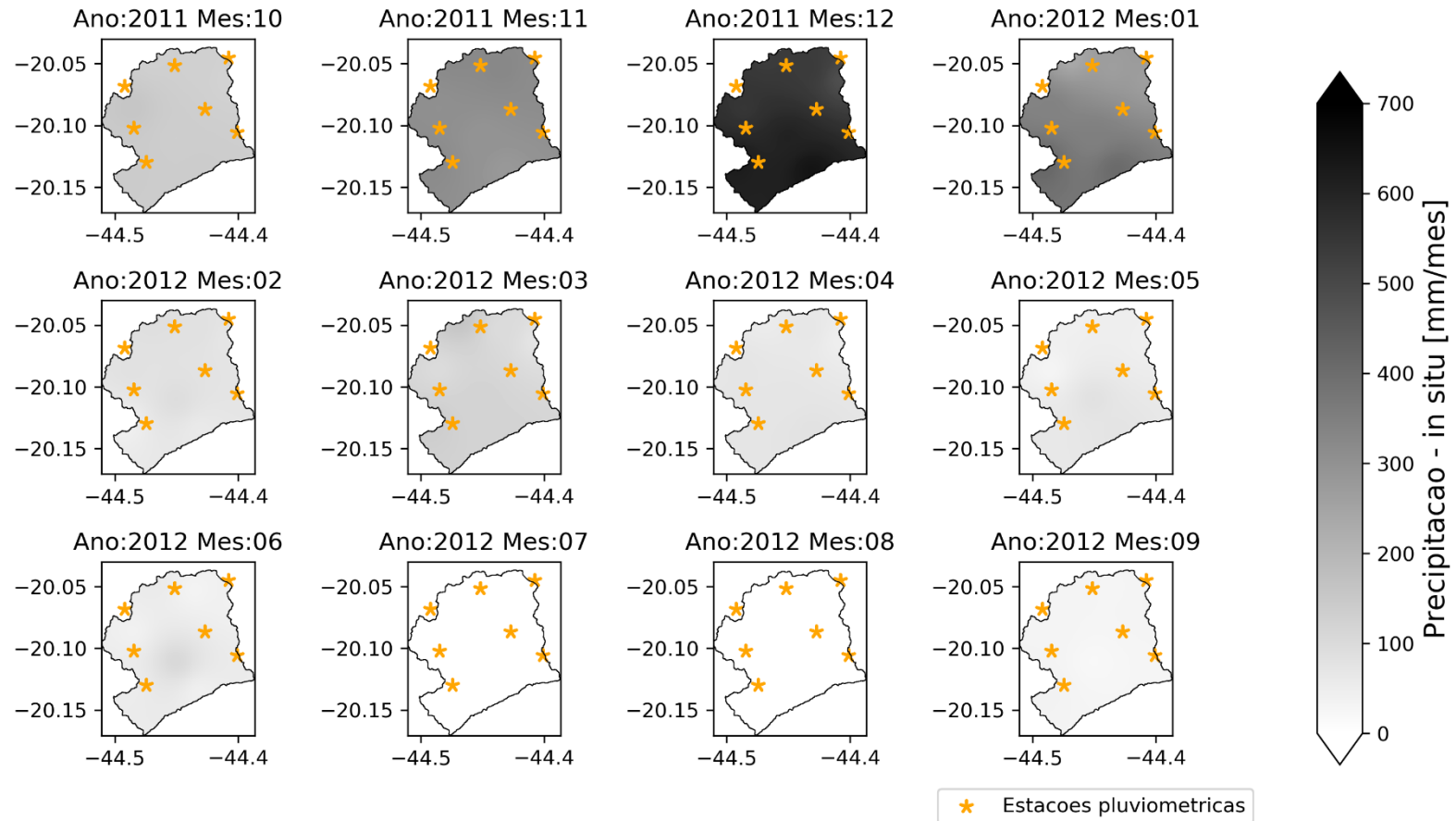
Mês	(mm/mês)					
	Precipitação média	Escoamento superficial médio	Infiltração média	Evapotranspiração potencial média	Recarga média	Evapotranspiração real média
10/2011	138.57	19.36	119.21	101.84	17.37	101.84
11/2011	307.72	48.84	258.88	105.88	112.30	105.88
12/2011	556.02	61.69	494.33	116.71	377.52	116.71
01/2012	334.13	60.25	273.88	108.60	165.28	108.60
02/2012	75.81	10.85	64.96	103.20	0.00	91.62
03/2012	114.64	17.74	96.90	108.35	0.00	101.81
04/2012	68.47	14.23	54.24	103.75	0.00	67.43
05/2012	57.35	11.52	45.83	78.62	0.00	50.53
06/2012	56.48	11.04	45.44	58.11	0.00	46.77
07/2012	0.00	0.00	0.00	81.25	0.00	4.98
08/2012	0.00	0.00	0.00	91.54	0.00	2.13
09/2012	29.93	5.38	24.55	101.41	0.00	25.29
10/2012	26.35	6.47	19.88	120.97	0.00	20.31
11/2012	215.59	37.42	178.17	119.21	41.06	119.21
12/2012	125.47	21.16	104.31	143.98	0.00	127.63
01/2013	259.20	34.62	224.58	141.39	48.25	141.39
02/2013	90.22	3.63	86.59	134.79	0.00	117.52
03/2013	192.58	37.72	154.86	118.97	16.31	118.97
04/2013	90.94	15.24	75.70	96.07	0.00	92.21
05/2013	63.17	11.70	51.47	82.29	0.00	66.83
06/2013	21.60	4.59	17.01	60.60	0.00	28.66
07/2013	9.64	1.04	8.60	66.36	0.00	16.03
08/2013	0.85	0.00	0.85	101.16	0.00	5.84
09/2013	34.94	0.70	34.24	103.62	0.00	35.53
10/2013	140.44	25.02	115.42	106.08	9.34	106.08
11/2013	129.21	8.38	120.83	124.74	0.00	121.62
12/2013	277.76	57.63	220.13	131.01	46.16	131.01
01/2014	82.00	19.67	62.33	160.35	0.00	106.26
02/2014	42.38	5.24	37.14	121.91	0.00	46.04
03/2014	52.21	11.61	40.60	110.38	0.00	43.37
04/2014	53.59	8.07	45.52	104.71	0.00	46.65
05/2014	16.81	1.63	15.18	70.77	0.00	15.76
06/2014	5.25	1.07	4.18	70.12	0.00	4.55
07/2014	47.95	9.15	38.80	75.05	0.00	38.92
08/2014	1.44	0.00	1.44	112.61	0.00	1.64
09/2014	5.53	1.16	4.37	127.86	0.00	4.45

Apêndice B: Mapas de precipitação mensal *in situ* elaborados pelo método de IDW

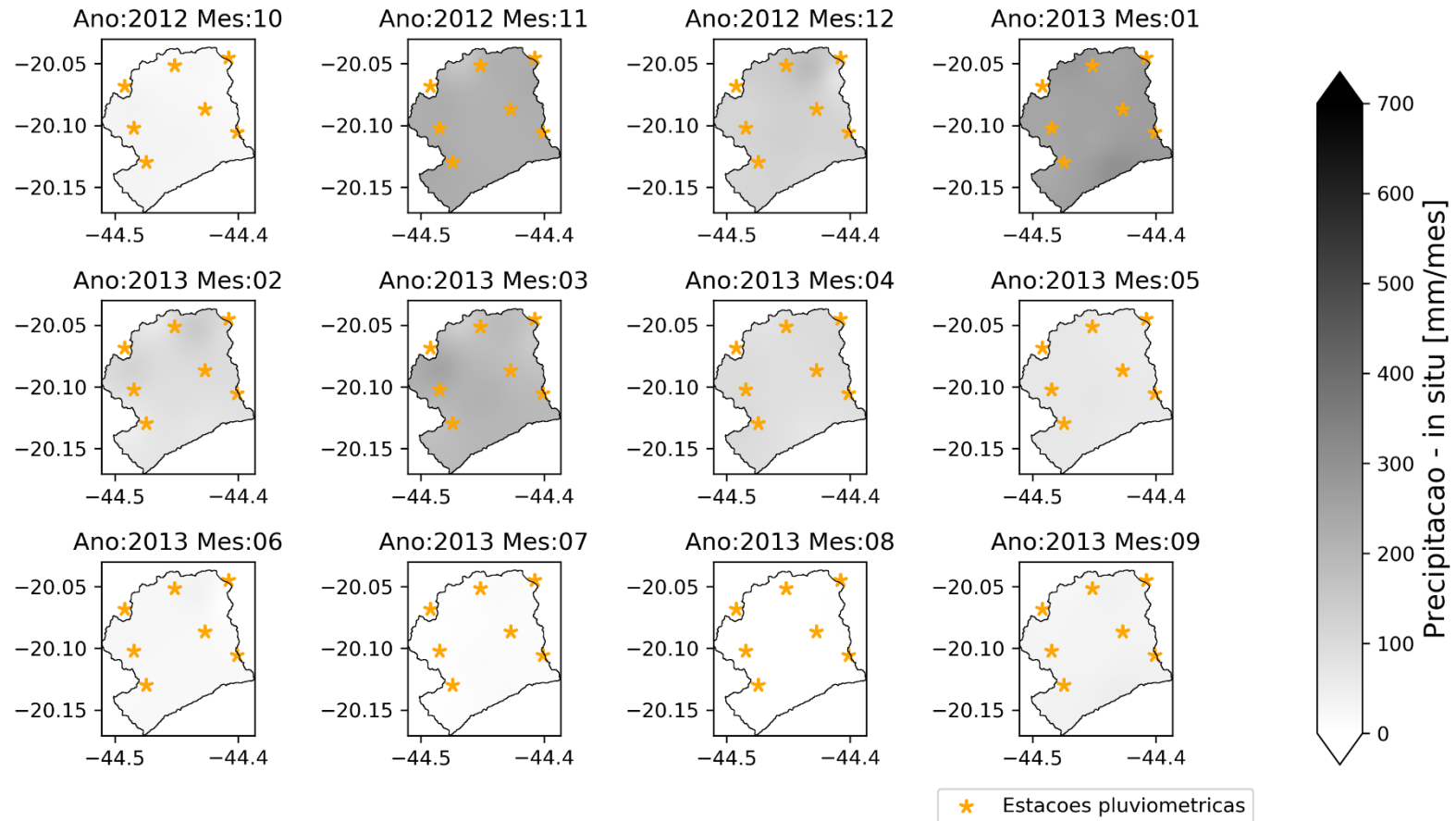
Precipitacao - in situ - Ano hidrológico 2010/2011



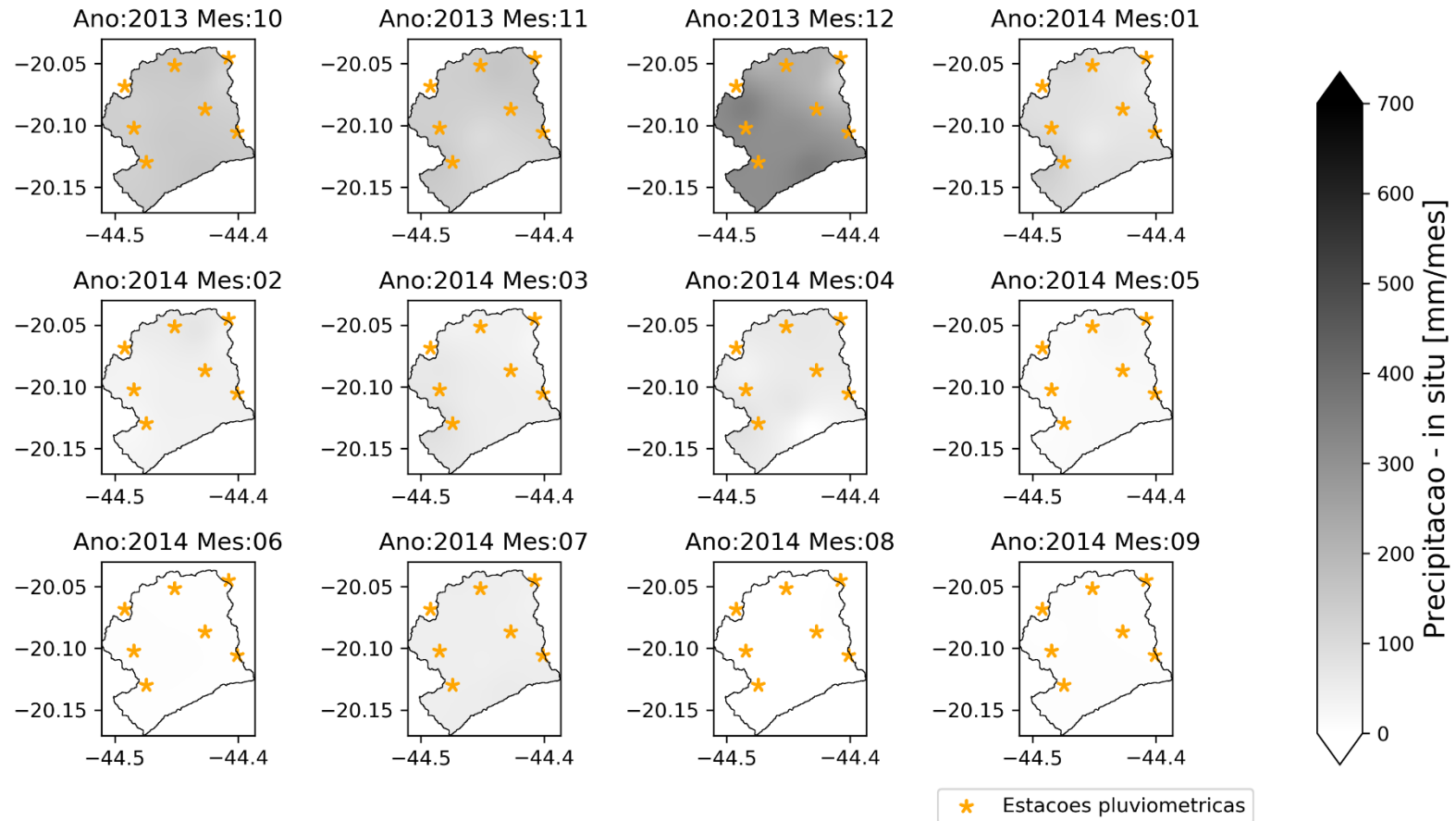
Precipitacao - in situ - Ano hidrológico 2011/2012



Precipitacao - in situ - Ano hidrológico 2012/2013

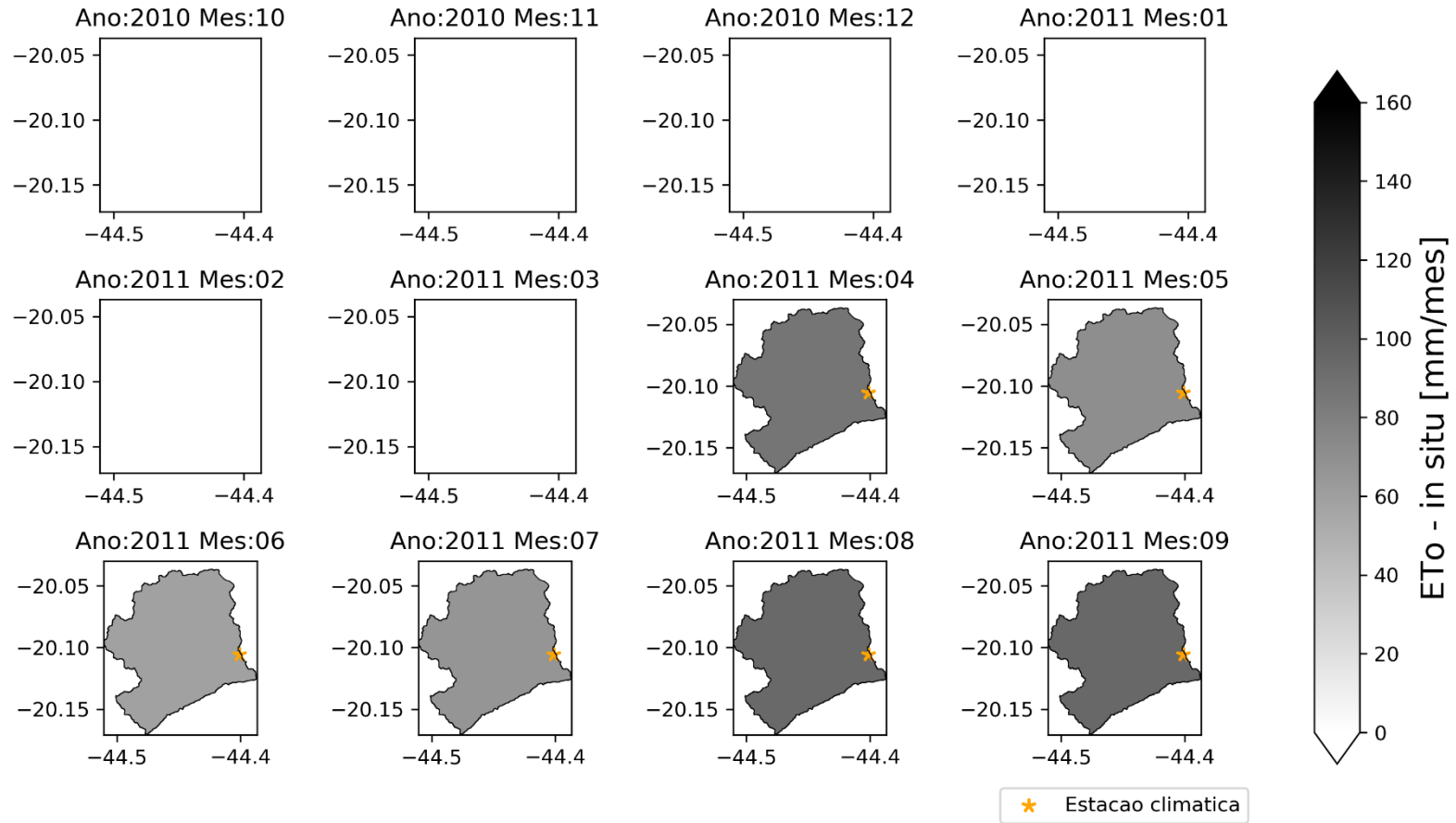


Precipitacao - in situ - Ano hidrológico 2013/2014

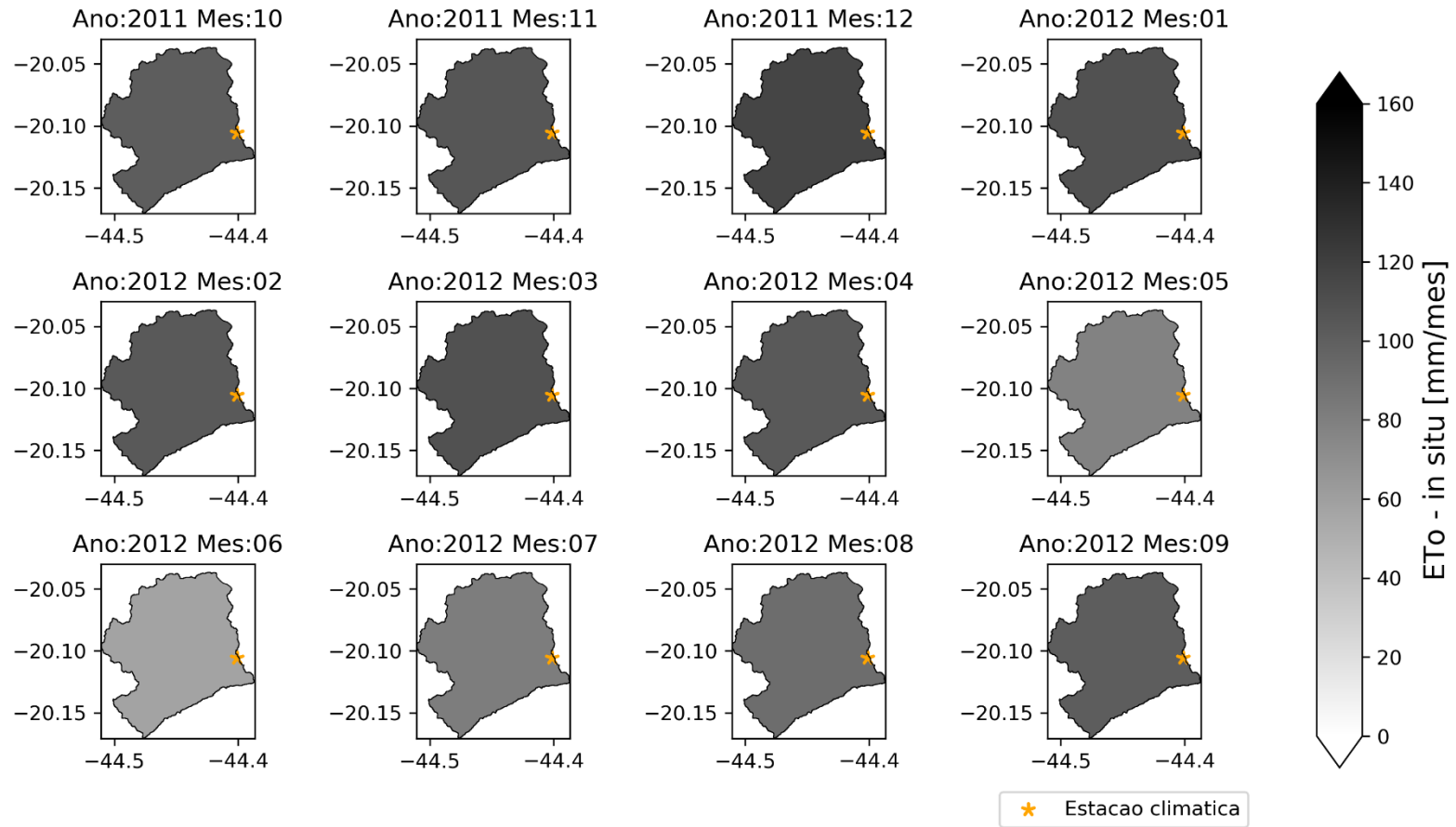


Apêndice C: Mapas de evapotranspiração potencial pelo método Penman-Monteith

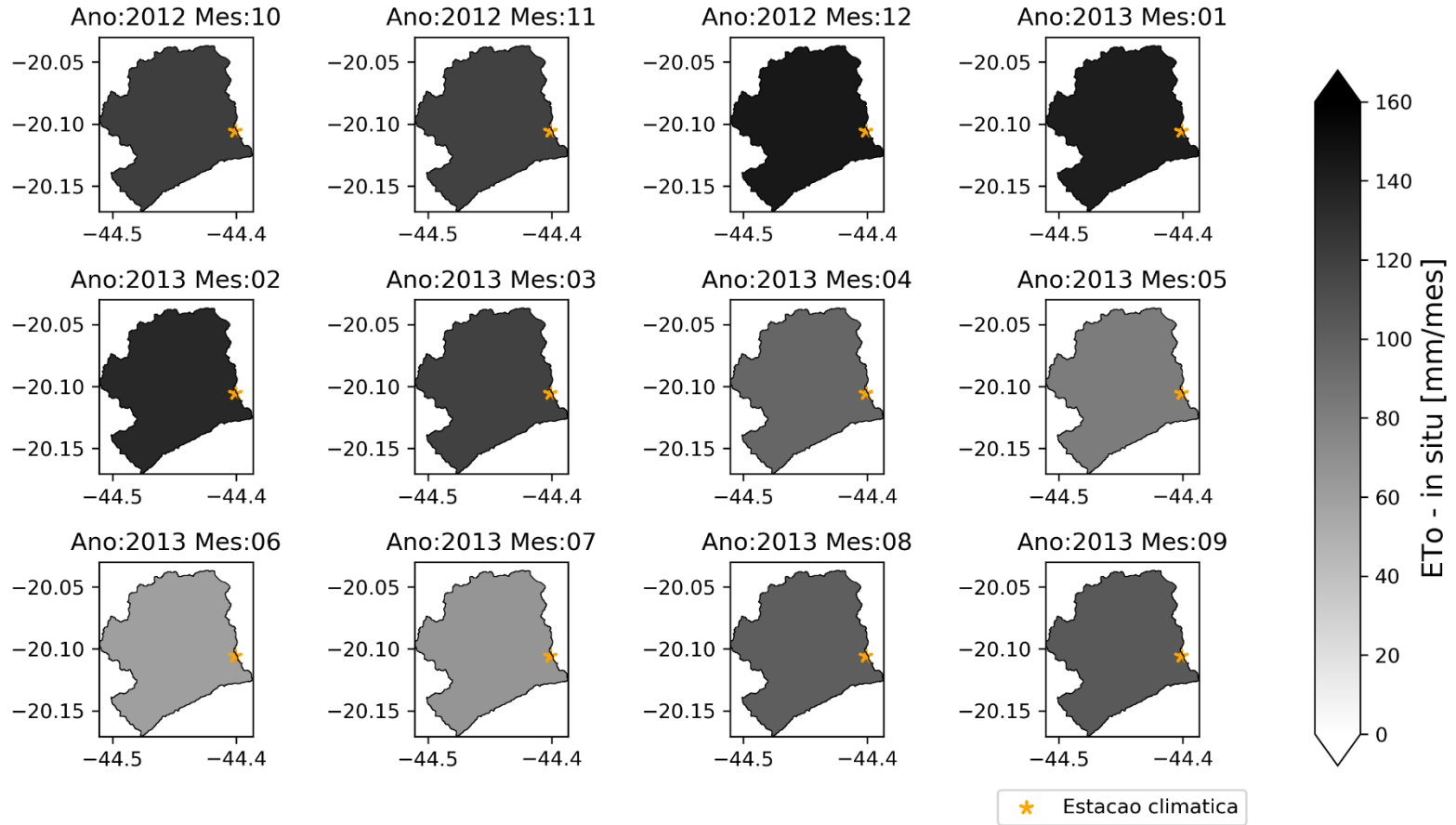
In situ - ETo - Ano hidrológico 2010/2011



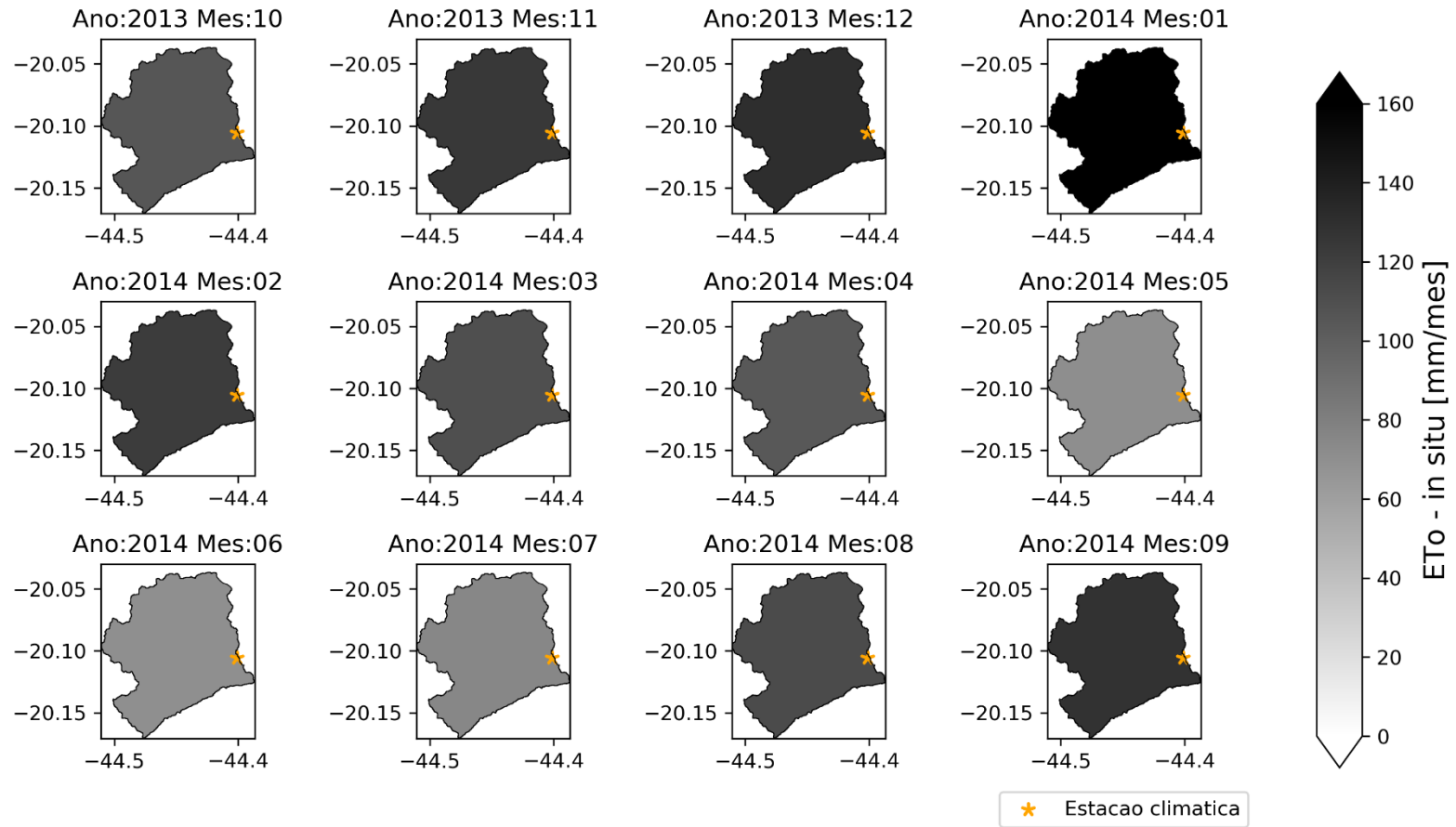
In situ - ETo - Ano hidrológico 2011/2012



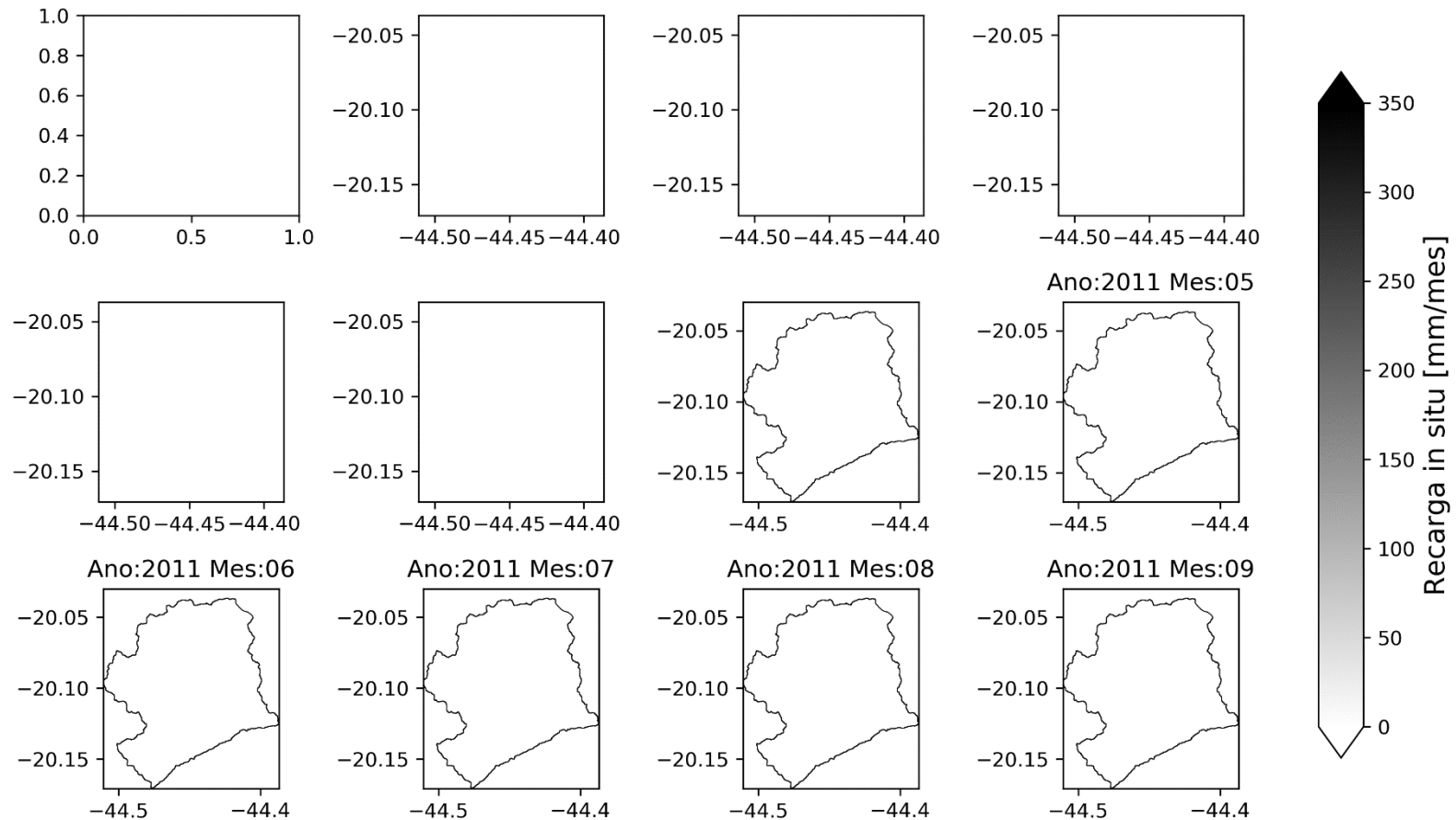
In situ - ETo - Ano hidrológico 2012/2013



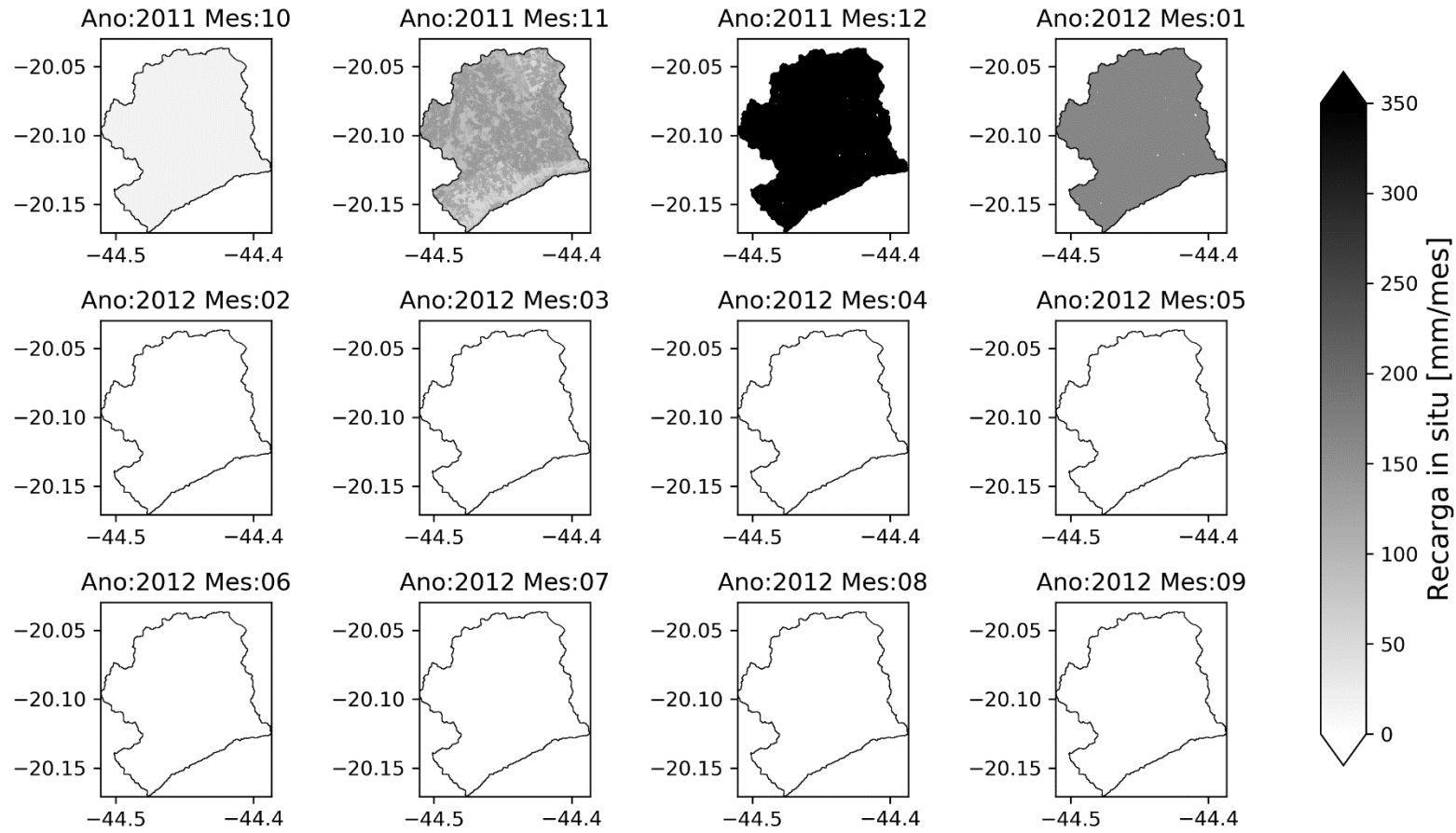
In situ - ETo - Ano hidrológico 2013/2014



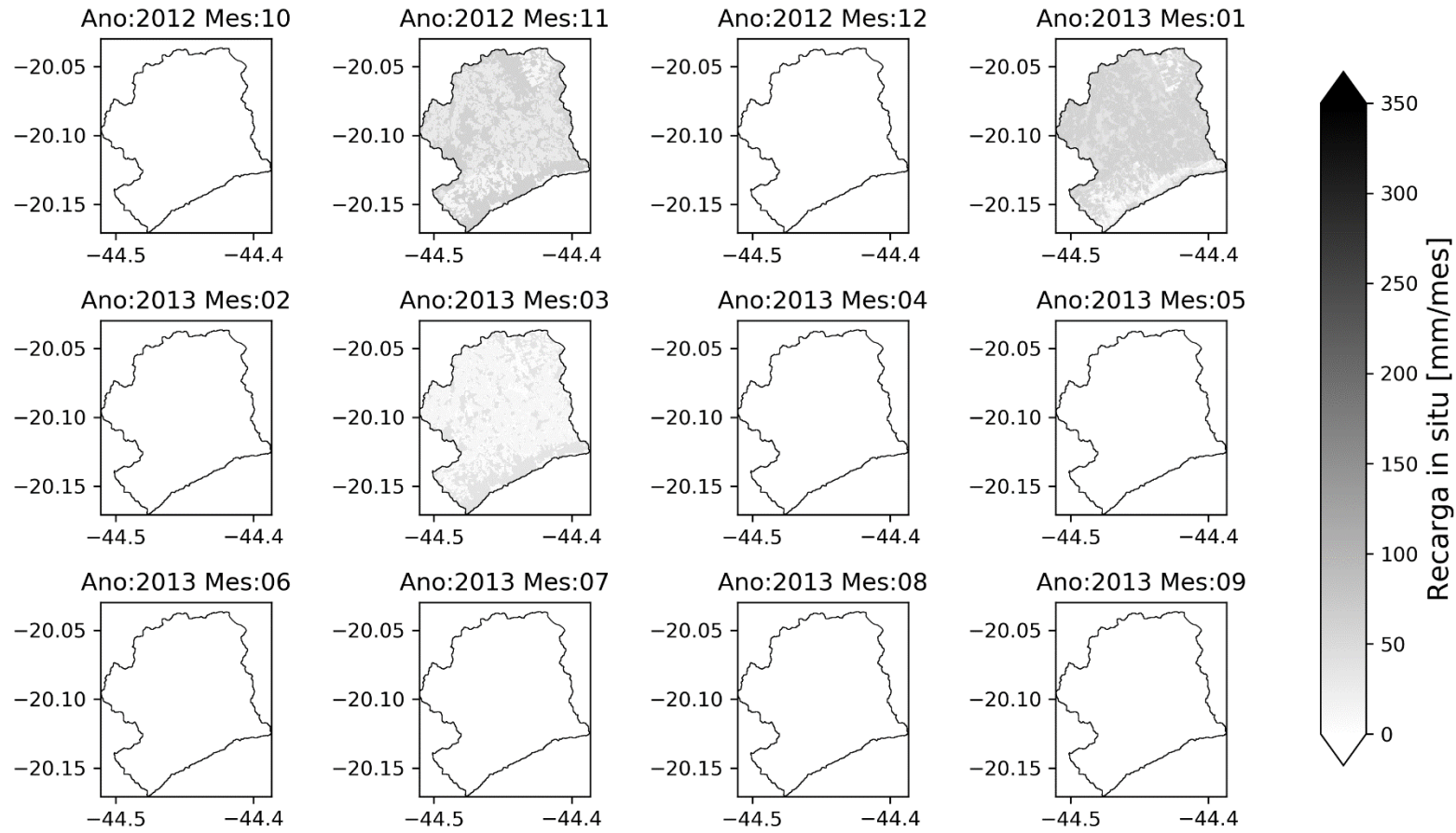
Apêndice D: Mapas de recarga provenientes do balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação e de evapotranspiração potencial *in situ*



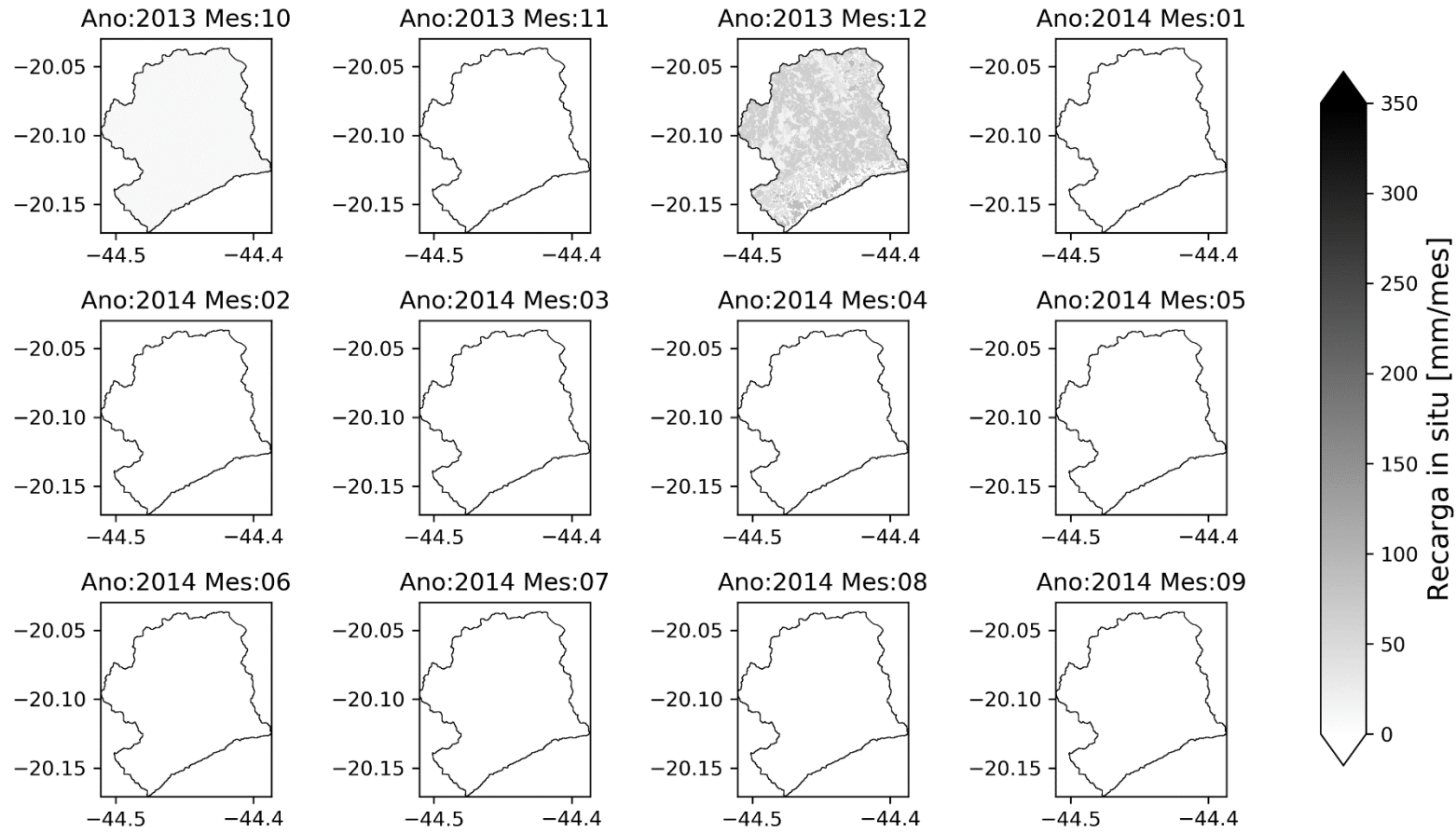
In situ - Recarga - Ano hidrológico 2011/2012

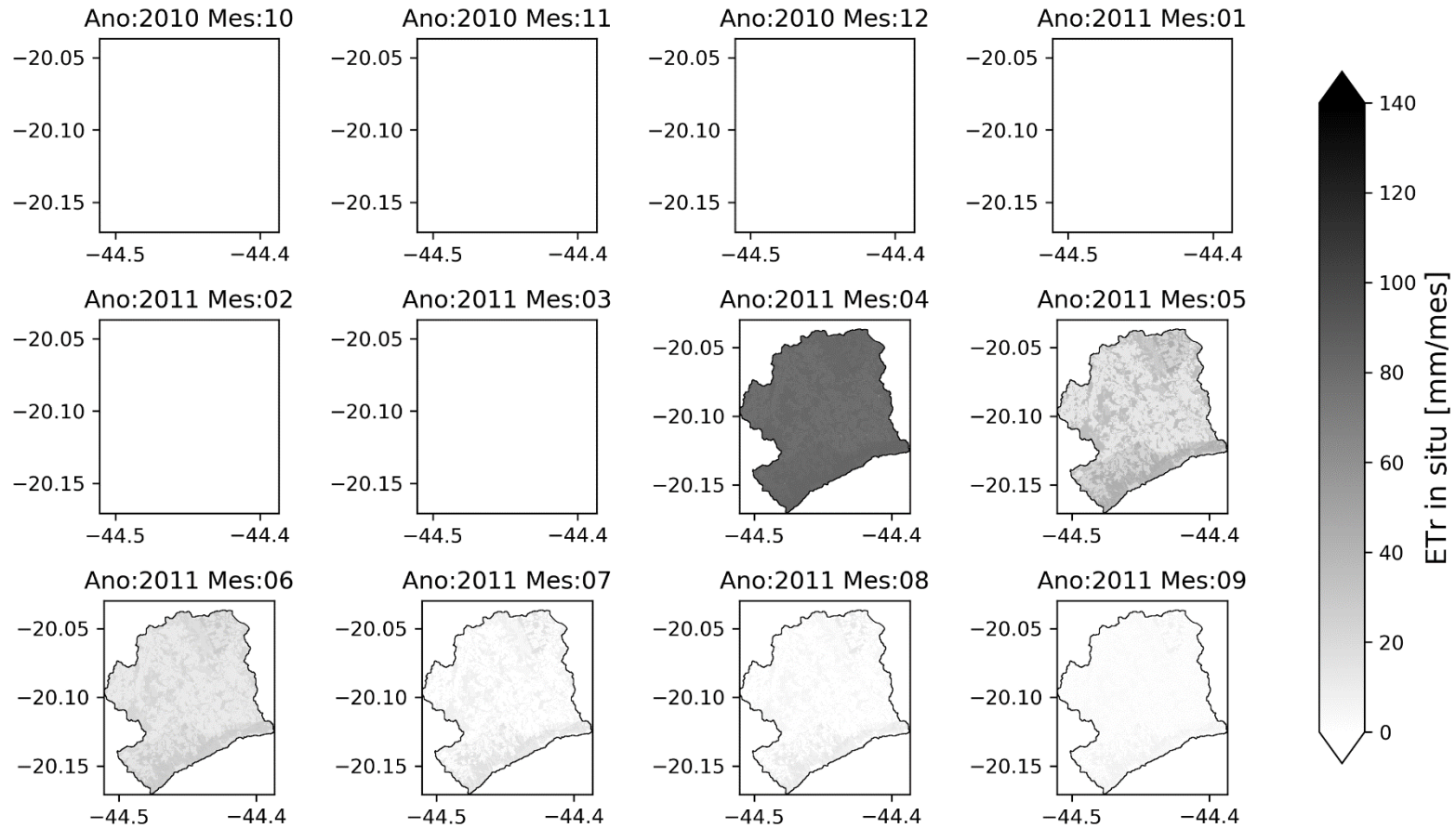


In situ - Recarga - Ano hidrológico 2012/2013

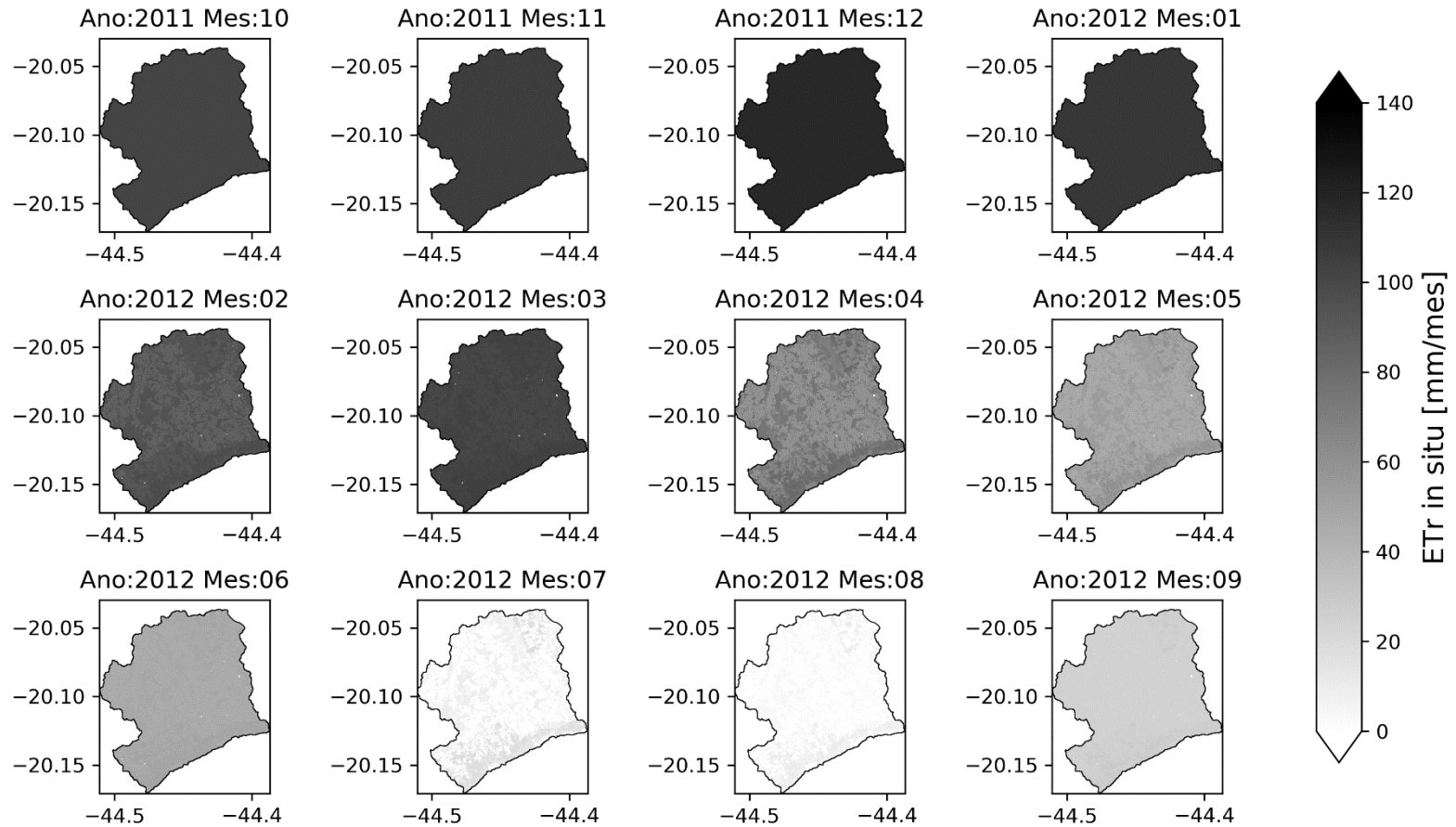


In situ - Recarga - Ano hidrológico 2013/2014

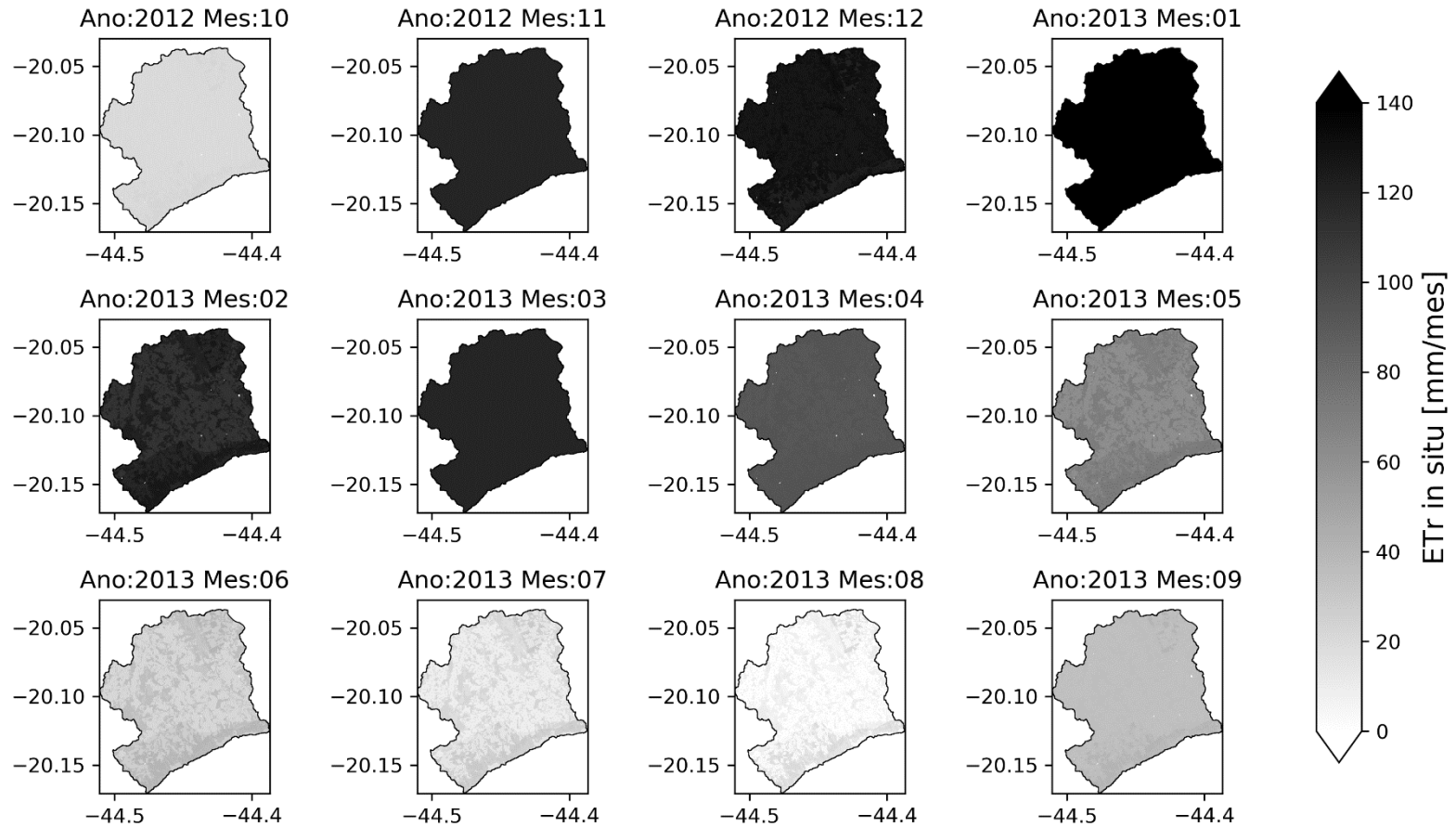


Apêndice E: Evapotranspiração real com dados *in situ***In situ - ETr - Ano hidrológico 2010/2011**

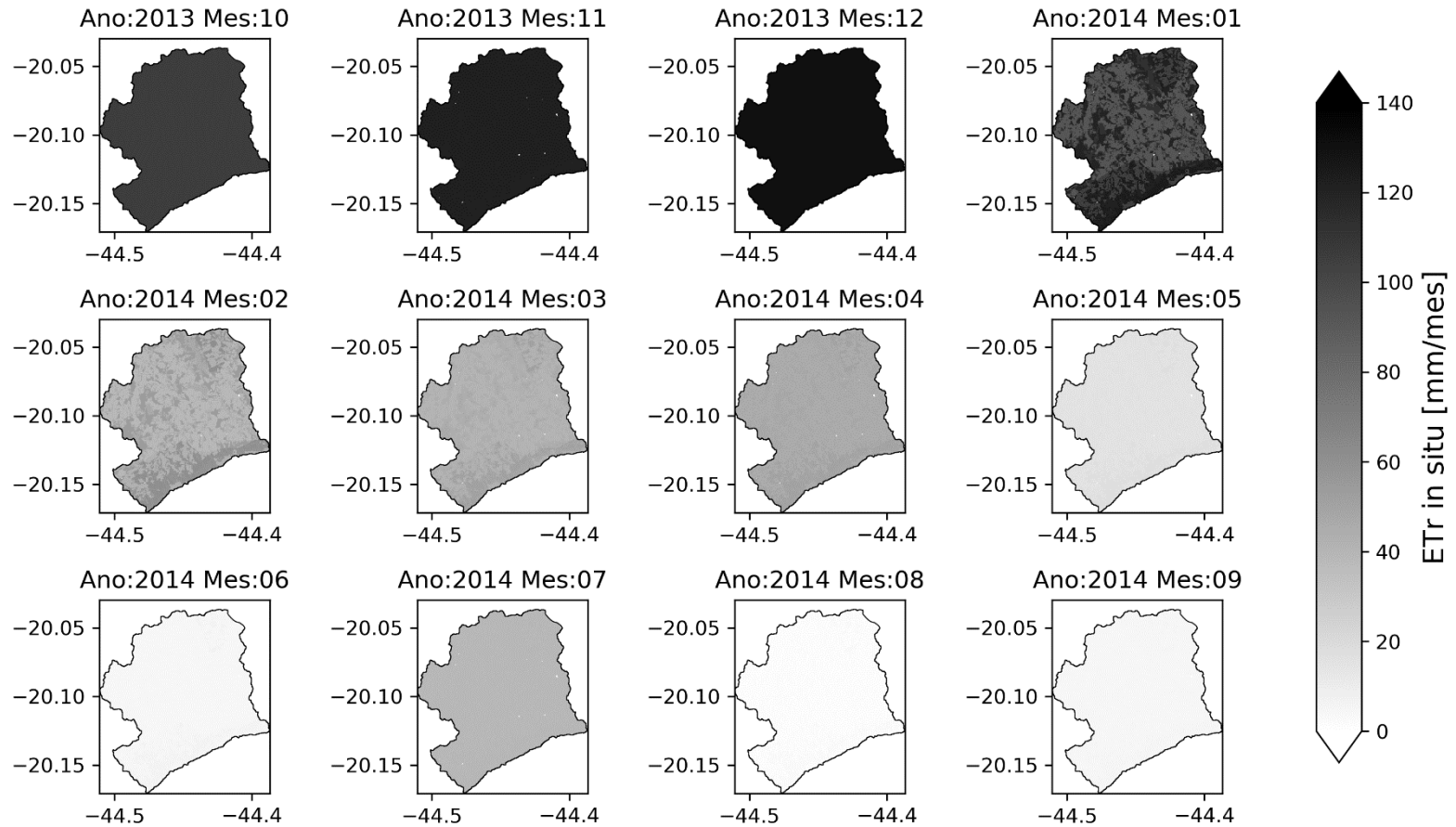
In situ - ETr - - Ano hidrológico 2011/2012



In situ - ETr - - Ano hidrológico 2012/2013



In situ - ETr - - Ano hidrológico 2013/2014



Apêndice F: Índices de desempenhos de produtos de precipitação

Produto	CoSch			
Período	OND	JFM	AMJ	JAS
KGE'	0,38	0,49	0,45	0,29
γ	1,22	1,08	1,06	1,41
β	0,76	0,81	0,81	0,71
r	0,48	0,53	0,49	0,50
PBIAS	-23,71	-19,32	-18,69	-29,24
RMSE	11,47	10,45	3,91	3,12

Produto	CoSch				
Intervalo	<i>no rain</i>	[1,5)	[5,20)	[20,40)	40
Falso alarme	0,16	0,69	0,62	0,63	0,44
Proporção Correta	0,88	0,29	0,38	0,22	0,38
fBias	1,05	0,94	1,01	0,59	0,67

Produto	TRMM3B42v7			
Período	OND	JFM	AMJ	JAS
KGE'	0,75	0,74	0,73	0,69
γ	0,99	0,91	1	1,11
β	1,06	1,06	1,15	1,10
r	0,76	0,76	0,77	0,73
PBIAS	5,98	5,79	14,93	10,25
RMSE	8,14	7,80	3,03	2,62

Produto	TRMM3B42v7				
Intervalo	<i>no rain</i>	[1,5)	[5,20)	[20,40)	40
Falso alarme	0,07	0,63	0,50	0,61	0,65
Proporção Correta	0,90	0,38	0,55	0,39	0,38
fBias	0,97	1,01	1,1	1	1,08

Produto	PERSIANN-CCS			
Período	OND	JFM	AMJ	JAS
KGE'	0,59	0,61	0,37	0,39
γ	0,95	0,94	0,93	0,83
β	0,94	0,99	1,36	1,24

Produto	PERSIANN-CCS			
Período	OND	JFM	AMJ	JAS
r	0,60	0,61	0,49	0,49
PBIAS	-5,87	-0,74	36,12	23,74
RMSE	9,82	9,75	4,83	3,24

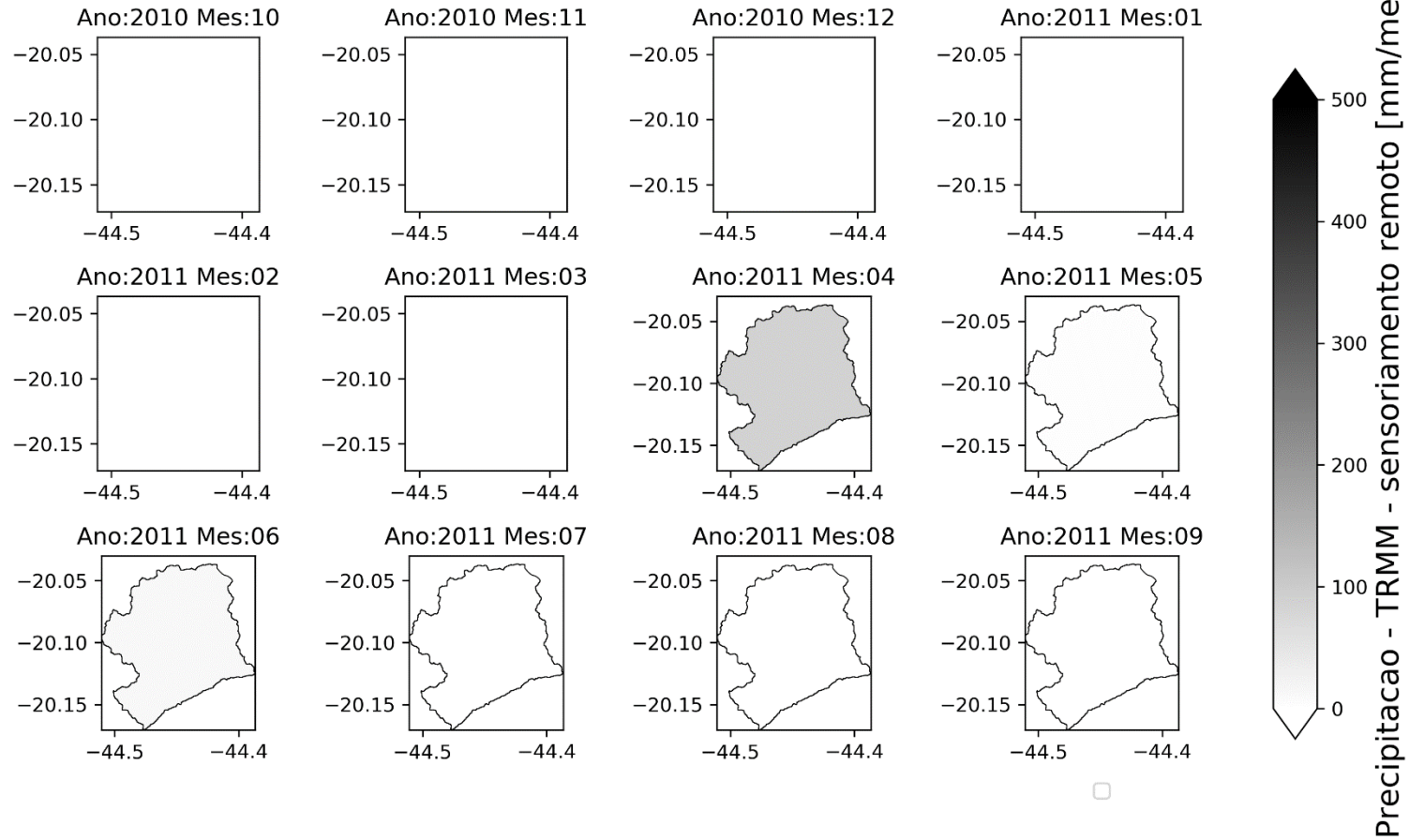
Produto	PERSIANN-CCS				
Intervalo	<i>no rain</i>	[1,5)	[5,20)	[20,40)	40
Falso alarme	0,11	0,76	0,63	0,70	0,70
Proporção Correta	0,85	0,26	0,44	0,30	0,23
fBias	0,96	1,08	1,19	0,98	1,08

Apêndice G: Tabela resumo do balanço hídrico no solo utilizando dados de precipitação via sensoriamento remoto e evapotranspiração potencial *in situ*

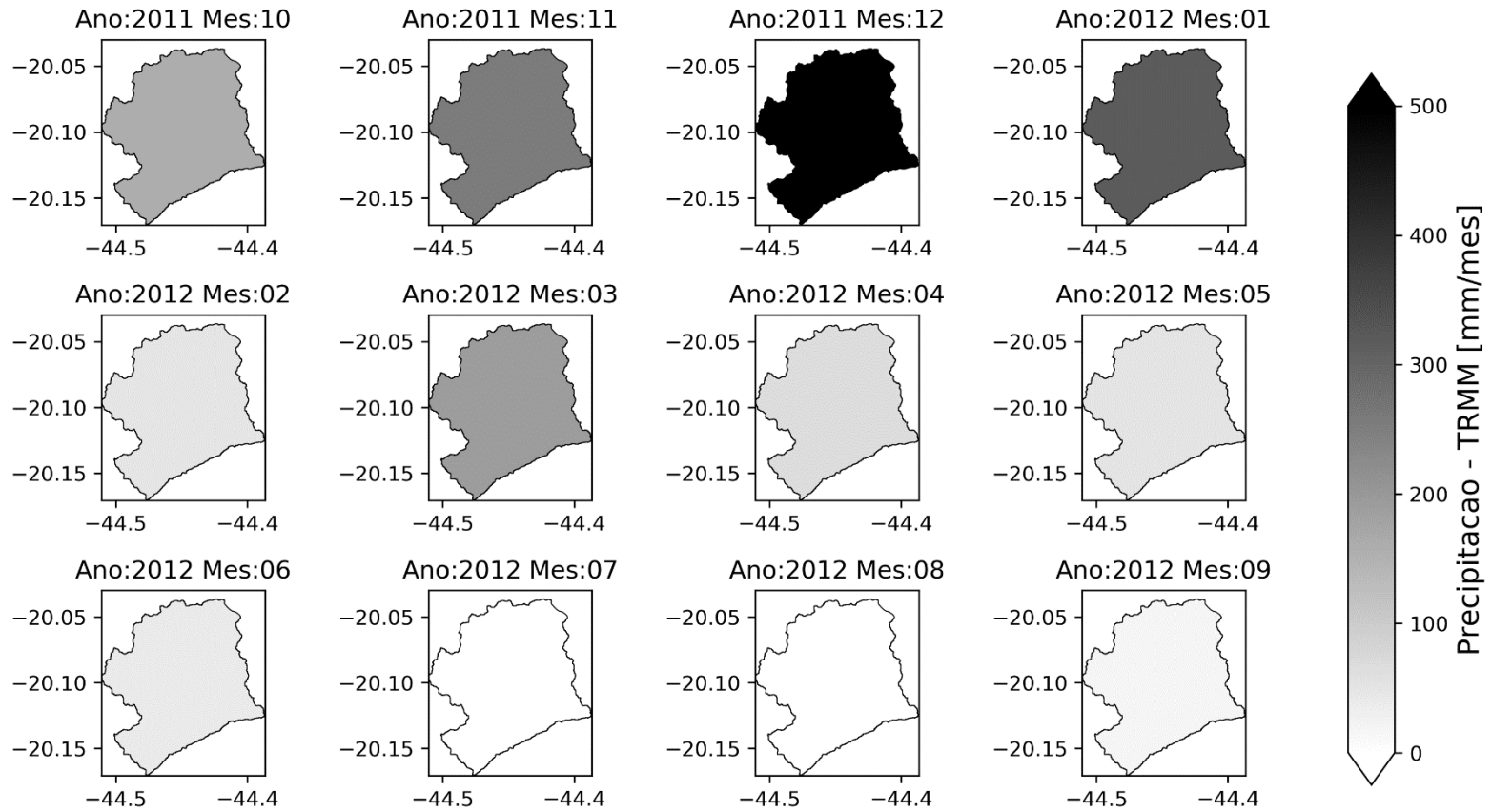
(mm/mês)						
Data	Precipitação	Escoamento superficial	Infiltração	Evapotranspiração potencial	Recarga média	Evapotranspiração real média
10/2011	161.00	8.33	152.67	101.84	7.96	101.84
11/2011	256.85	11.43	245.42	105.88	123.24	105.88
12/2011	530.20	23.25	506.95	116.71	390.03	116.71
01/2012	319.45	15.20	304.26	108.60	195.66	108.60
02/2012	49.56	2.78	46.79	103.20	0.00	80.79
03/2012	193.20	9.88	183.32	108.35	40.96	108.35
04/2012	67.80	3.19	64.61	103.75	0.00	91.68
05/2012	52.47	2.81	49.66	78.62	0.00	60.27
06/2012	40.44	2.13	38.31	58.11	0.00	43.17
07/2012	1.62	0.10	1.52	81.25	0.00	11.66
08/2012	0.14	0.01	0.13	91.54	0.00	4.20
09/2012	18.61	1.07	17.53	101.41	0.00	18.96
10/2012	36.21	2.07	34.15	120.97	0.00	34.77
11/2012	205.44	10.34	195.10	119.21	23.17	119.21
12/2012	111.28	5.93	105.35	143.98	0.00	130.37
01/2013	327.27	16.11	311.17	141.39	138.68	141.39
02/2013	82.73	4.18	78.54	134.79	0.00	112.50
03/2013	122.63	6.64	115.99	118.97	0.00	117.00
04/2013	82.69	4.32	78.37	96.07	0.00	83.44
05/2013	43.98	2.11	41.87	82.29	0.00	49.42
06/2013	22.35	1.10	21.25	60.60	0.00	25.50
07/2013	3.24	0.19	3.05	66.36	0.00	6.73
08/2013	0.56	0.03	0.53	101.16	0.00	2.93
09/2013	61.60	3.40	58.20	103.62	0.00	58.69
10/2013	100.16	5.14	95.02	106.08	0.00	95.11
11/2013	148.32	7.65	140.67	124.74	0.01	124.74
12/2013	344.45	16.43	328.02	131.01	154.45	131.01
01/2014	111.08	5.64	105.45	160.35	0.00	138.92
02/2014	59.03	2.98	56.05	121.91	0.00	70.62
03/2014	77.43	4.22	73.22	110.38	0.00	77.10
04/2014	94.62	4.55	90.07	104.71	0.00	91.16
05/2014	15.93	0.93	14.99	70.77	0.00	17.79
06/2014	1.49	0.09	1.40	70.12	0.00	3.13
07/2014	52.74	2.79	49.95	75.05	0.00	50.33
08/2014	0.65	0.04	0.61	112.61	0.00	1.50
09/2014	16.30	0.93	15.37	127.86	0.00	15.69

Apêndice H: Mapas de precipitação mensal do produto de precipitação TRMM3B42v7, obtido via sensoriamento remoto

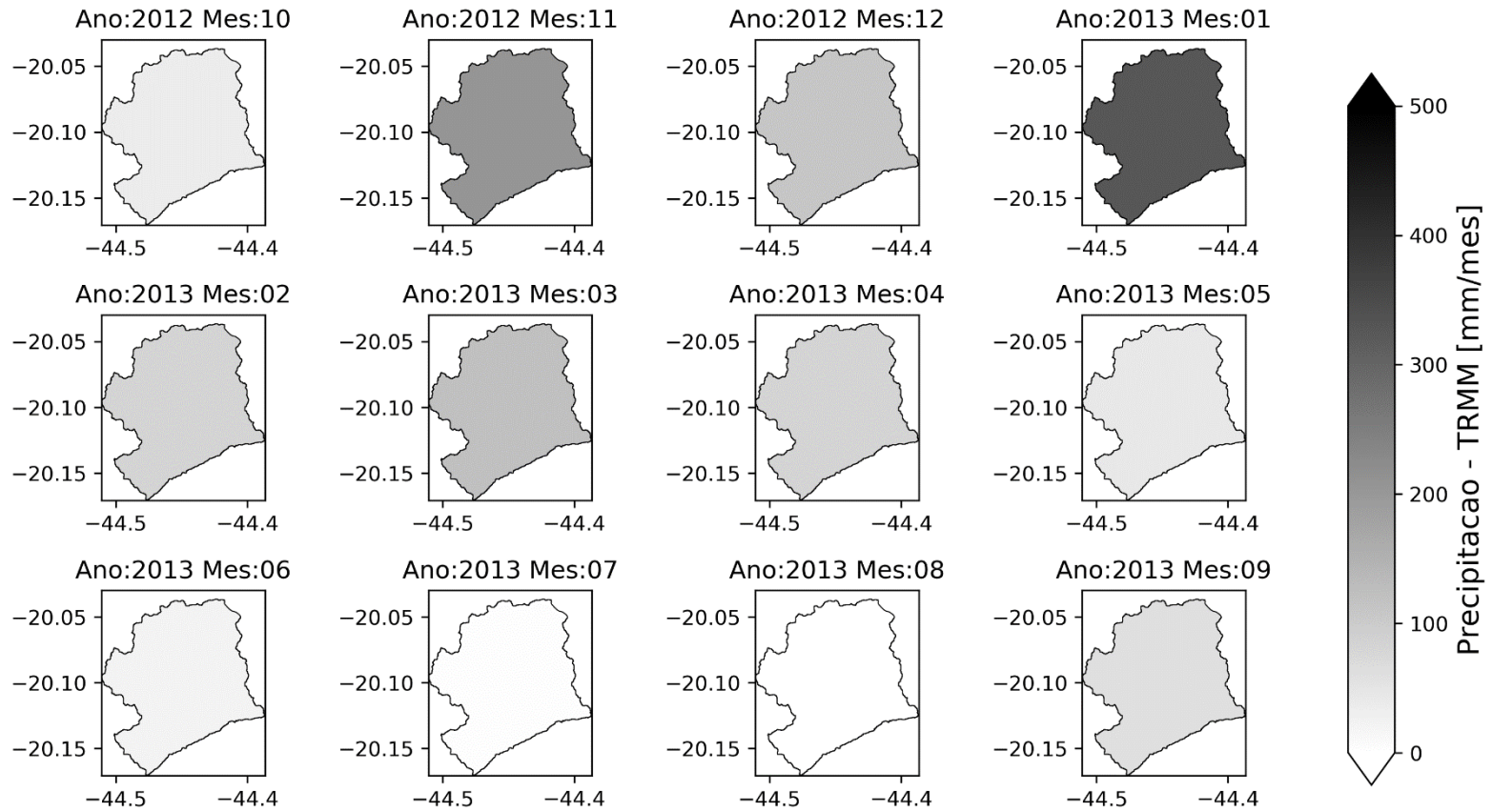
Sensoriamento remoto - Precipitacao - TRMM - Ano hidrológico 2010/2011



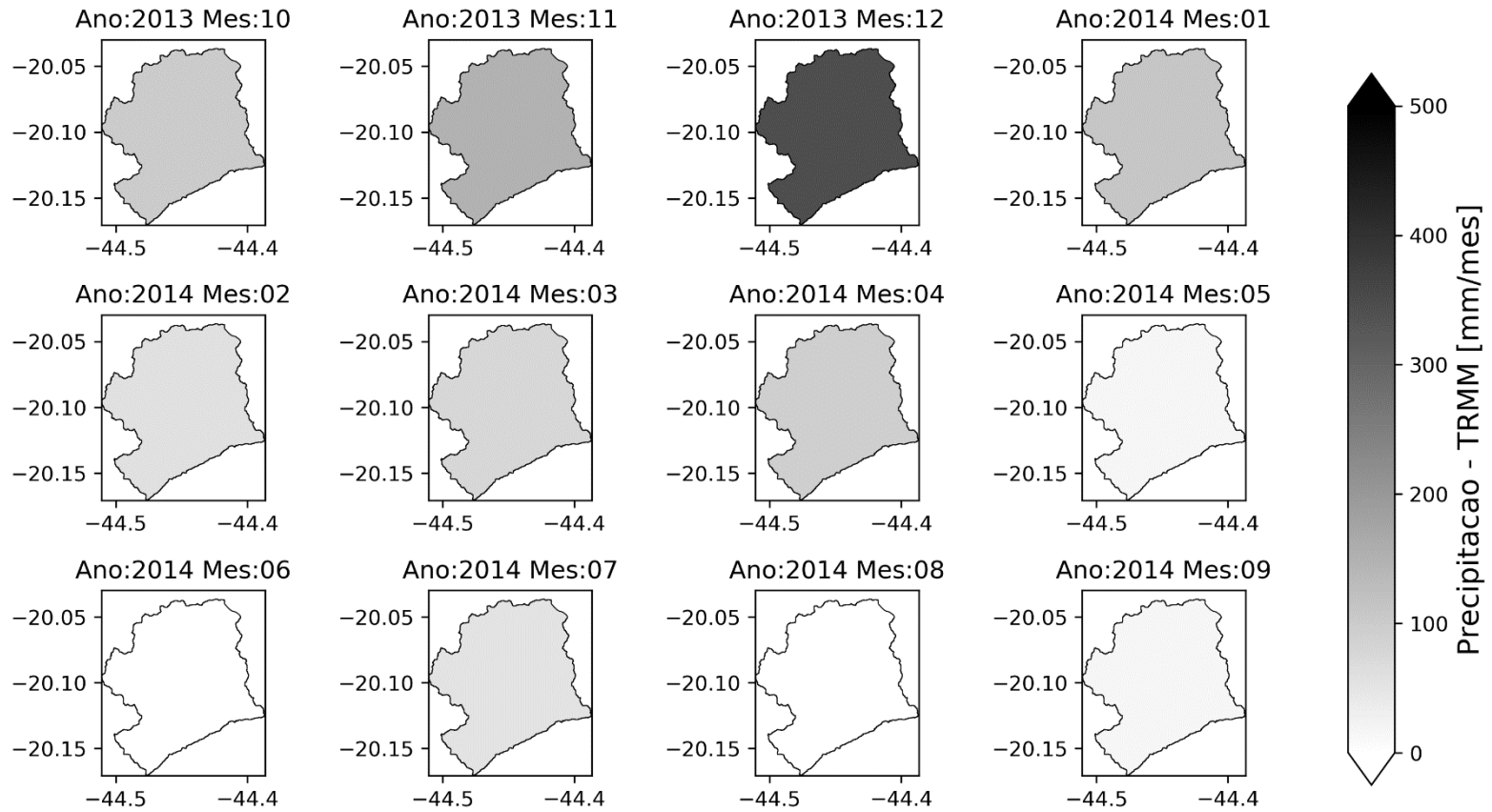
TRMM - Precipitacao - TRMM - Ano hidrológico 2011/2012



TRMM - Precipitacao - TRMM - Ano hidrológico 2012/2013

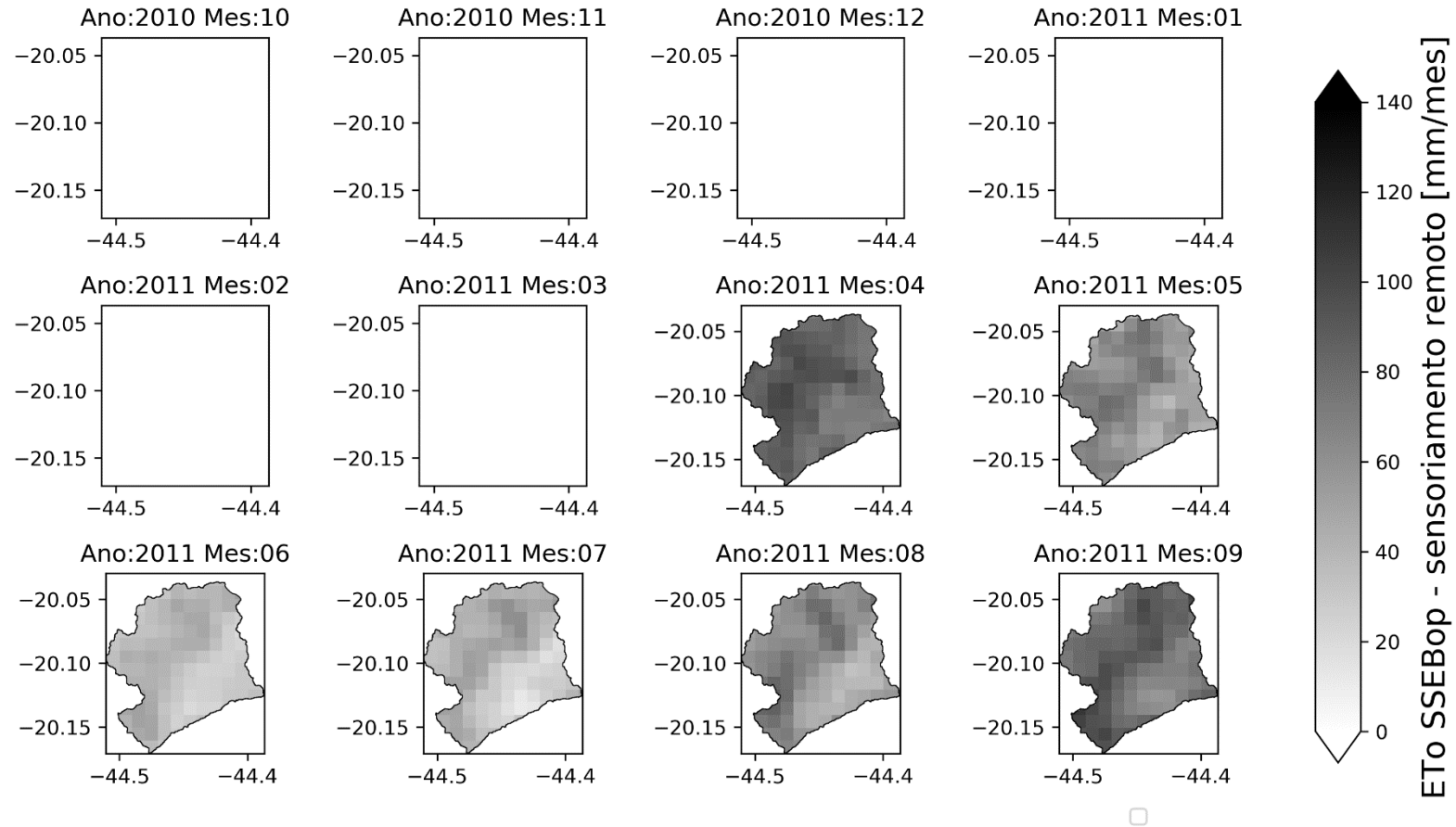


TRMM - Precipitacao - TRMM - Ano hidrológico 2013/2014

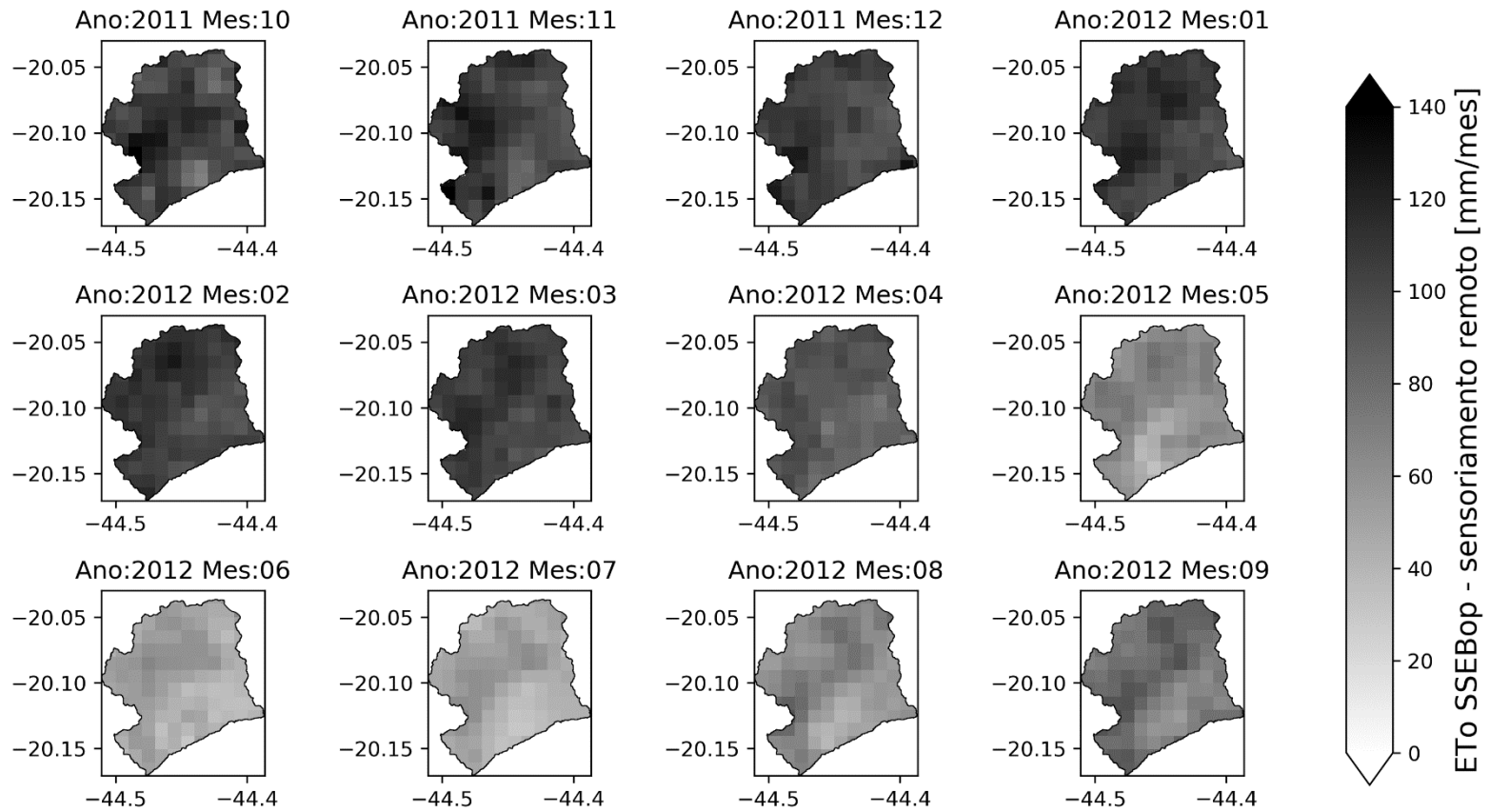


Apêndice I: Mapas de Evapotranspiração real mensal SSEBop

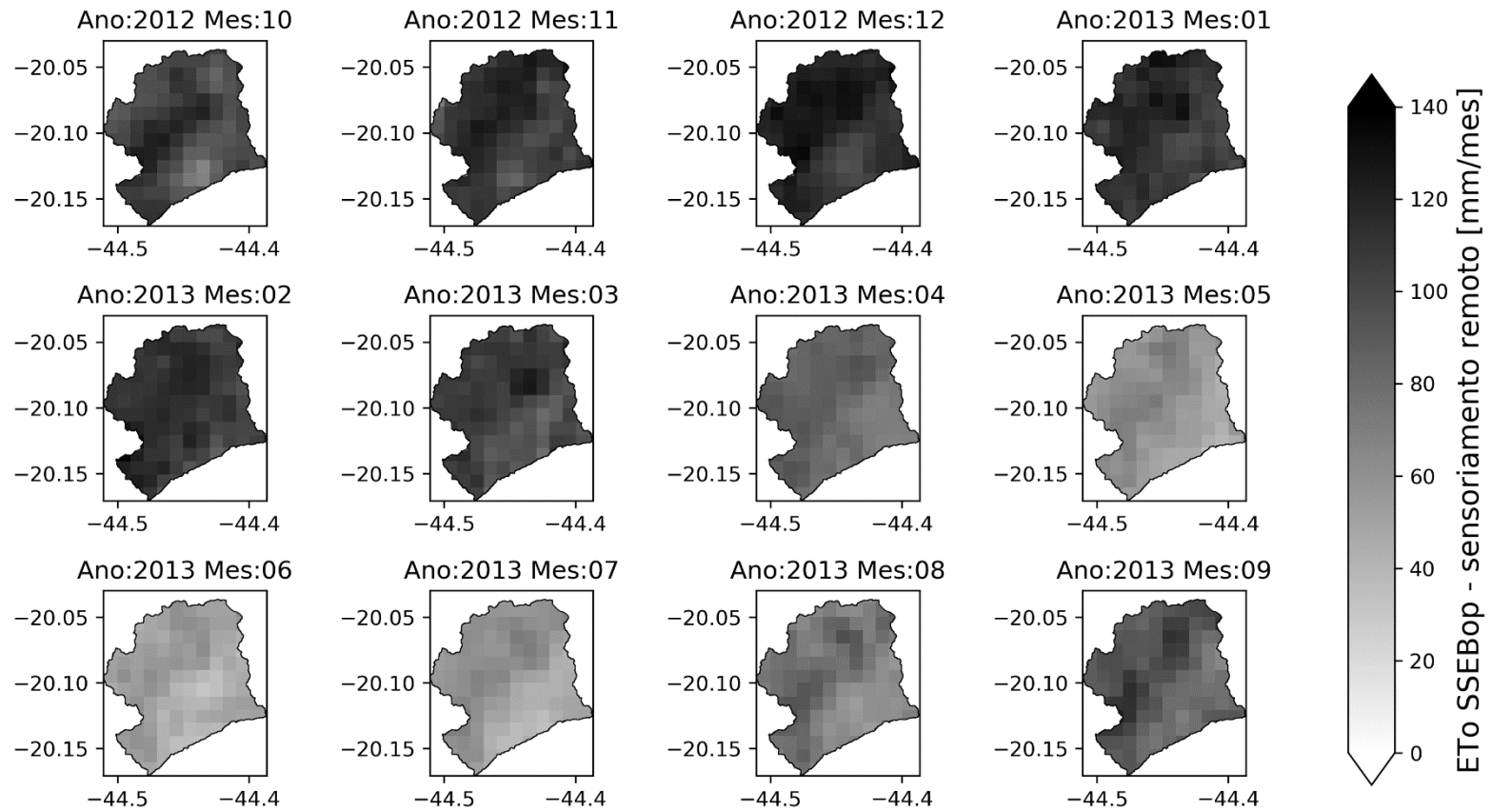
Sensoriamento remoto - ETo SSEBop - Ano hidrológico 2010/2011



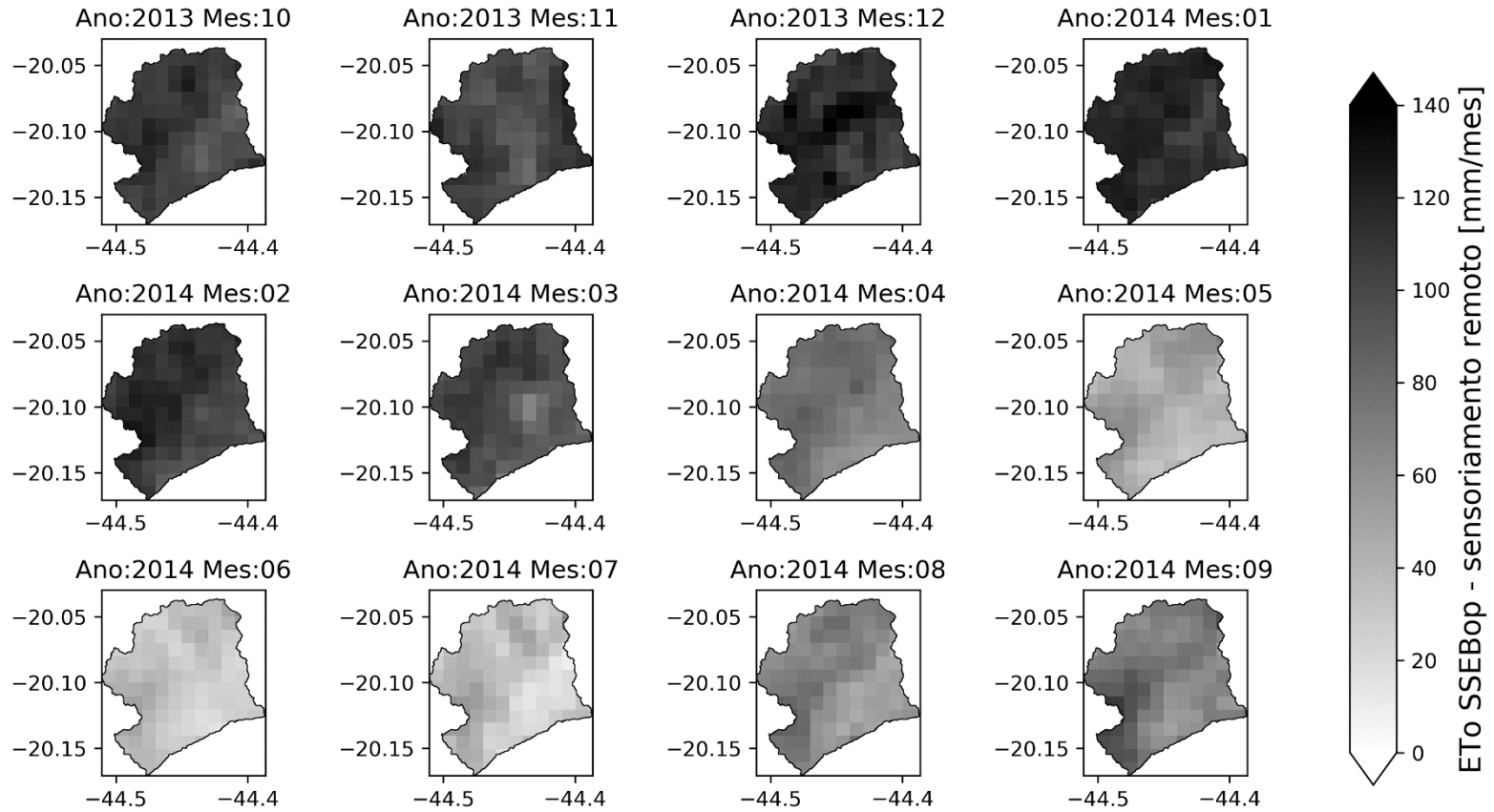
Sensoriamento remoto - ETo SSEBop - Ano hidrológico 2011/2012



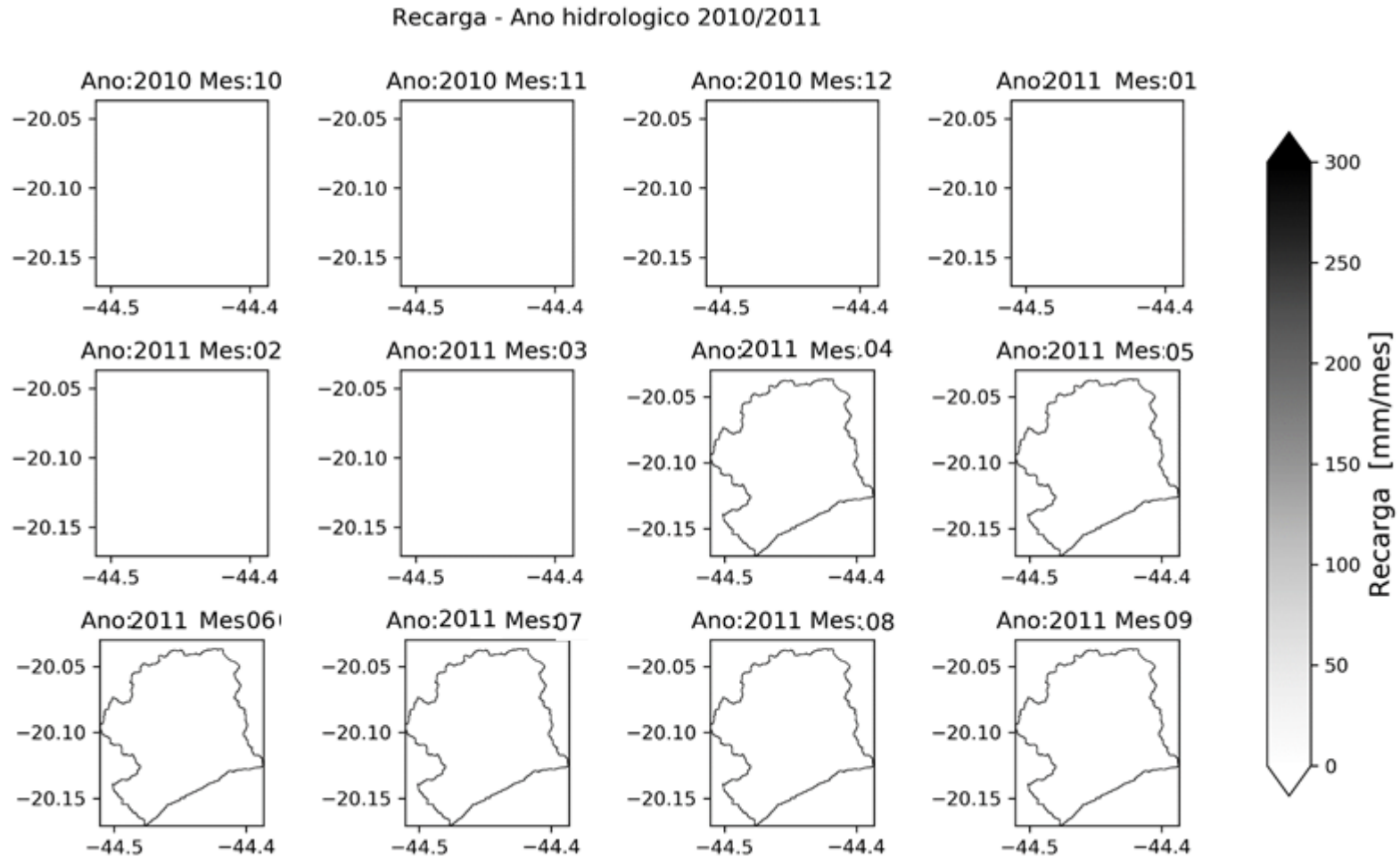
Sensoriamento remoto - ETo SSEBop - Ano hidrológico 2012/2013



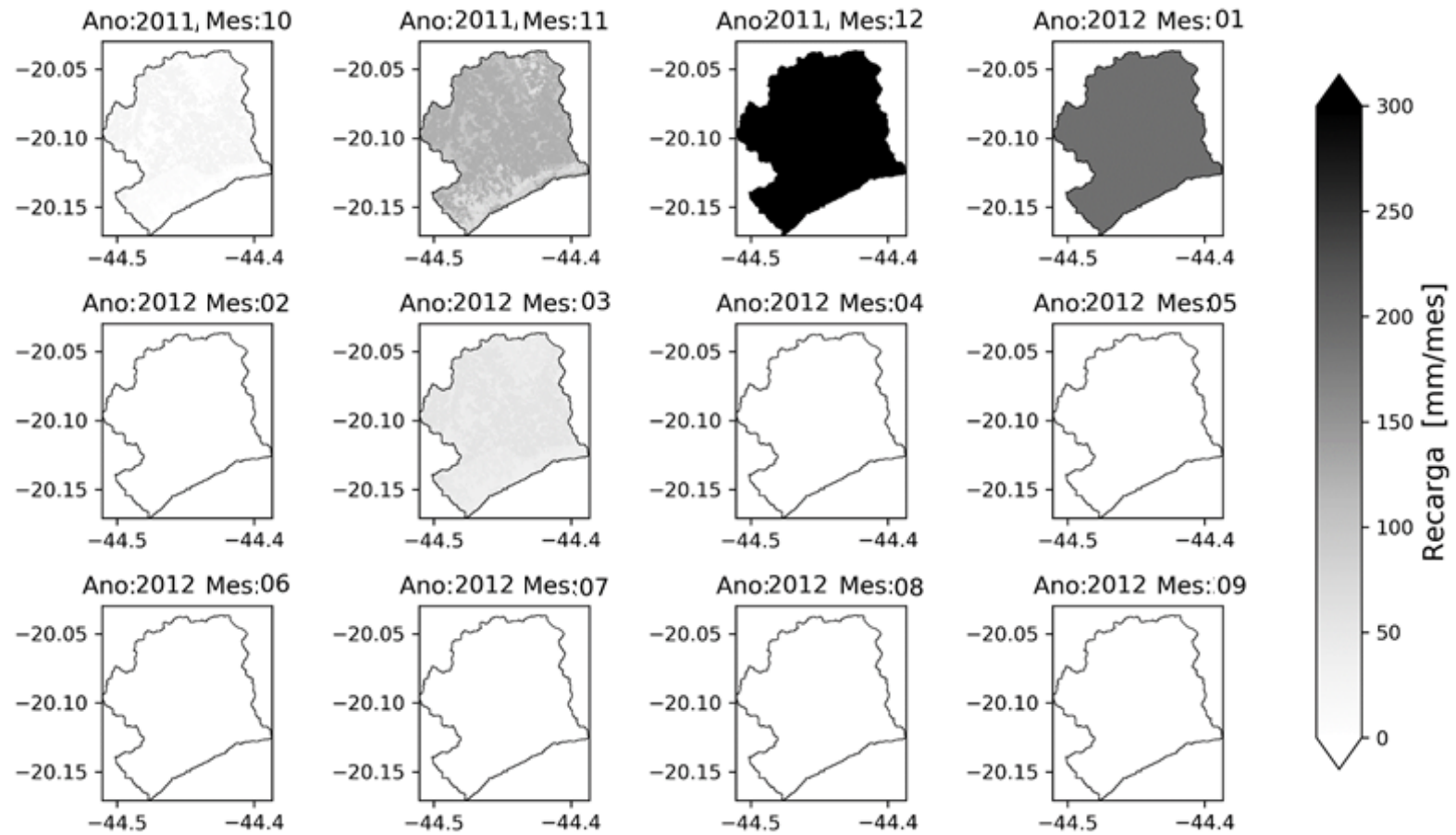
Sensoriamento remoto - ETo SSEBop - Ano hidrológico 2013/2014



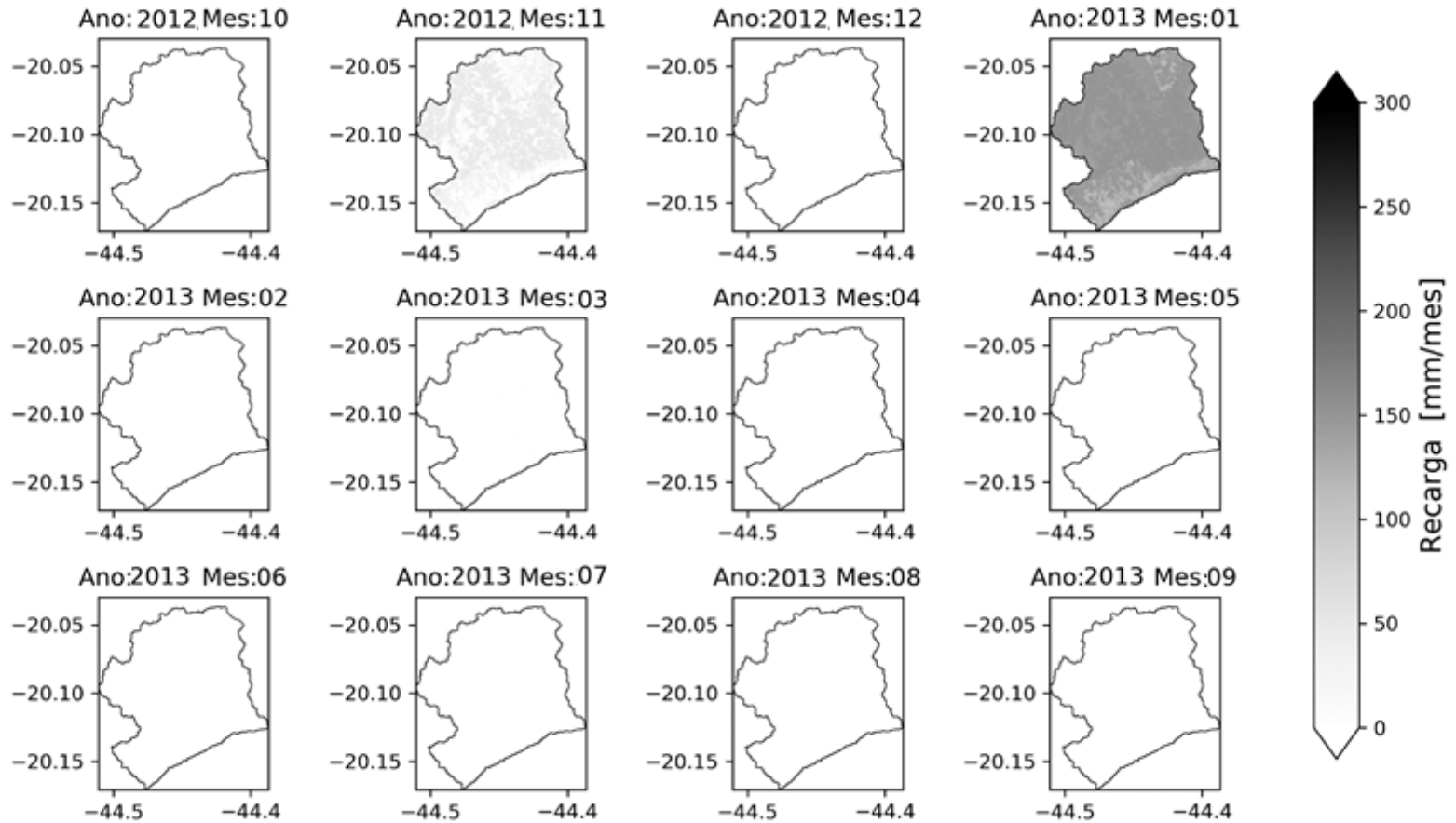
Apêndice J: Mapas de recarga balanço hídrico pelo método de Thornthwaite utilizando dados de precipitação via sensoriamento remoto e evapotranspiração *in situ*



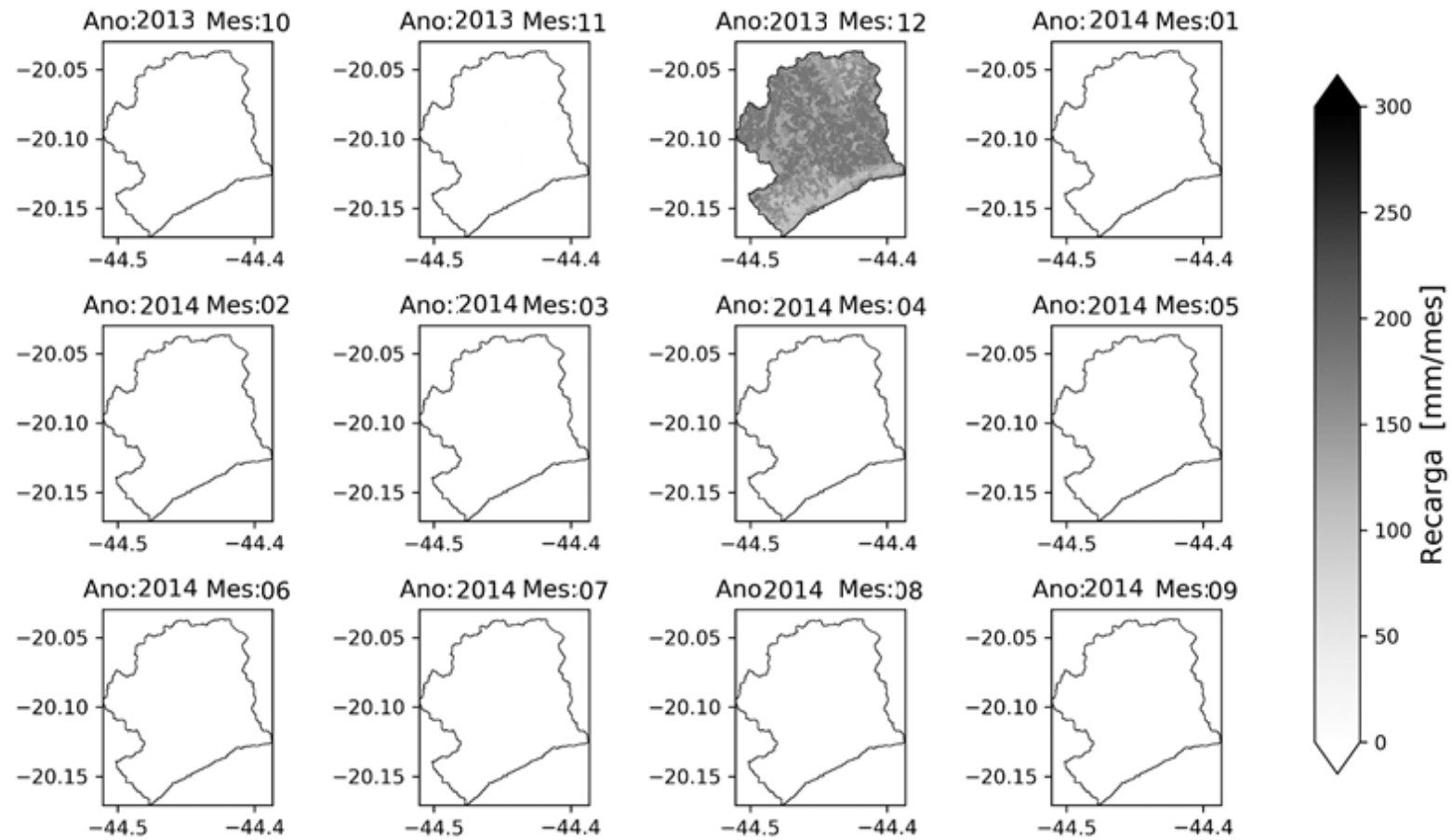
Recarga - Ano hidrológico 2011/2012



Recarga - Ano hidrológico 2012/2013



Recarga - Ano hidrológico 2013/2014

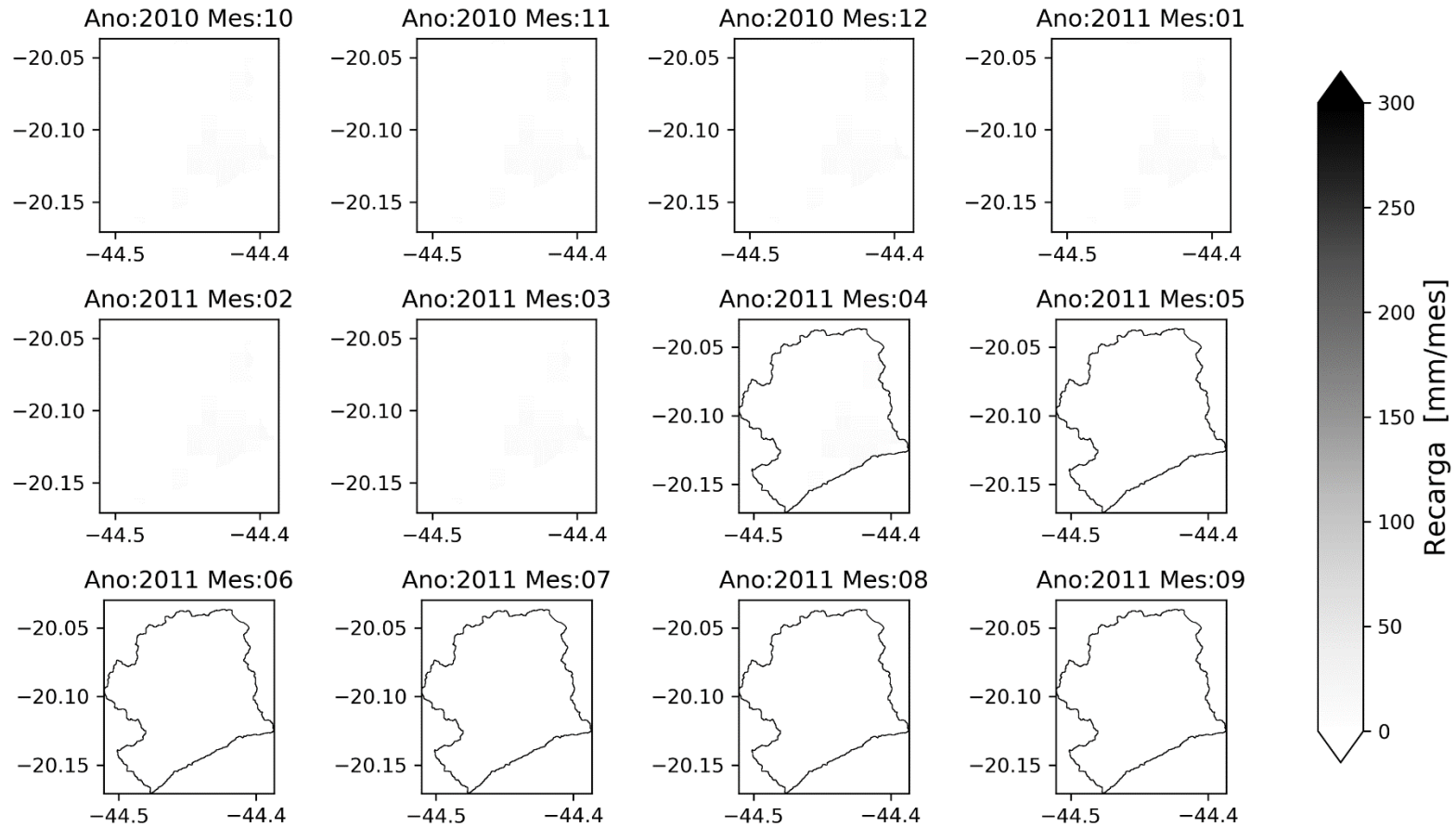


Apêndice K: Tabela resumo balanço hídrico simplificado

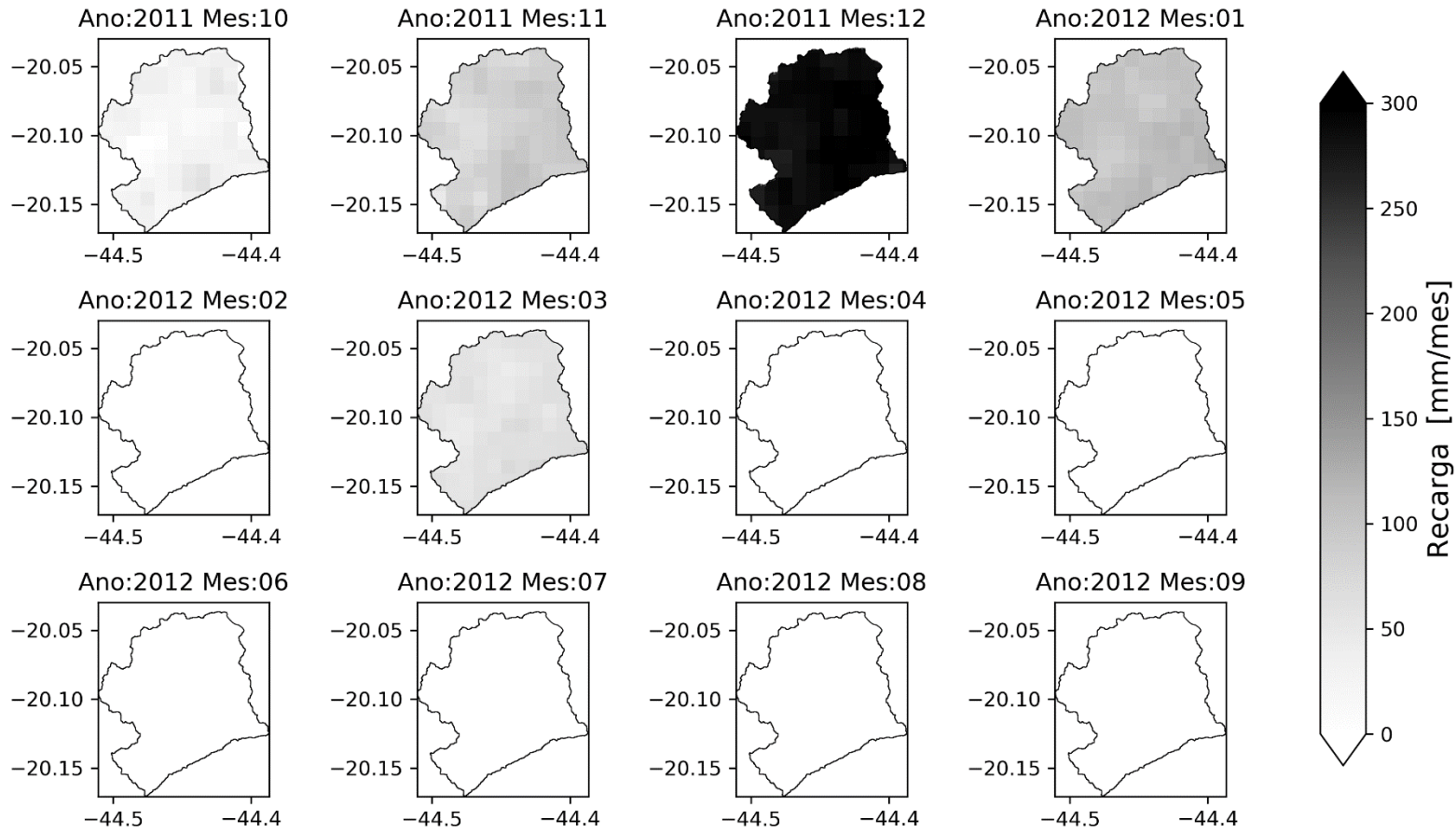
Data	(mm/mês)			
	Precipitação	Escoamento superficial	Evapotranspiração real média – SSEbop	Recarga média
10/2011	161.00	8.33	103.80	48.88
11/2011	256.85	11.43	104.98	140.42
12/2011	530.20	23.25	103.27	403.69
01/2012	319.45	15.20	106.47	197.76
02/2012	49.56	2.78	105.78	0.00
03/2012	193.20	9.88	105.10	78.19
04/2012	67.80	3.19	90.50	0.00
05/2012	52.47	2.81	62.26	0.79
06/2012	40.44	2.13	48.57	0.36
07/2012	1.62	0.10	47.75	0.00
08/2012	0.14	0.01	62.05	0.00
09/2012	18.61	1.07	77.40	0.00
10/2012	36.21	2.07	101.20	0.00
11/2012	205.44	10.34	110.03	85.07
12/2012	111.28	5.93	117.89	0.56
01/2013	327.27	16.11	111.86	199.29
02/2013	82.73	4.18	110.37	0.00
03/2013	122.63	6.64	103.08	13.17
04/2013	82.69	4.32	82.92	1.46
05/2013	43.98	2.11	58.57	0.04
06/2013	22.35	1.10	49.42	0.00
07/2013	3.24	0.19	54.96	0.00
08/2013	0.56	0.03	73.18	0.00
09/2013	61.60	3.40	90.40	0.00
10/2013	100.16	5.14	104.85	0.59
11/2013	148.32	7.65	101.24	39.46
12/2013	344.45	16.43	115.76	212.24
01/2014	111.08	5.64	116.30	0.33
02/2014	59.03	2.98	108.73	0.00
03/2014	77.43	4.22	97.75	0.15
04/2014	94.62	4.55	75.17	14.88
05/2014	15.93	0.93	47.00	0.00
06/2014	1.49	0.09	31.61	0.00
07/2014	52.74	2.79	32.94	17.32
08/2014	0.65	0.04	64.30	0.00
09/2014	16.30	0.93	73.05	0.00

Apêndice L: Mapas de recarga mensal pelo balanço hídrico simplificado

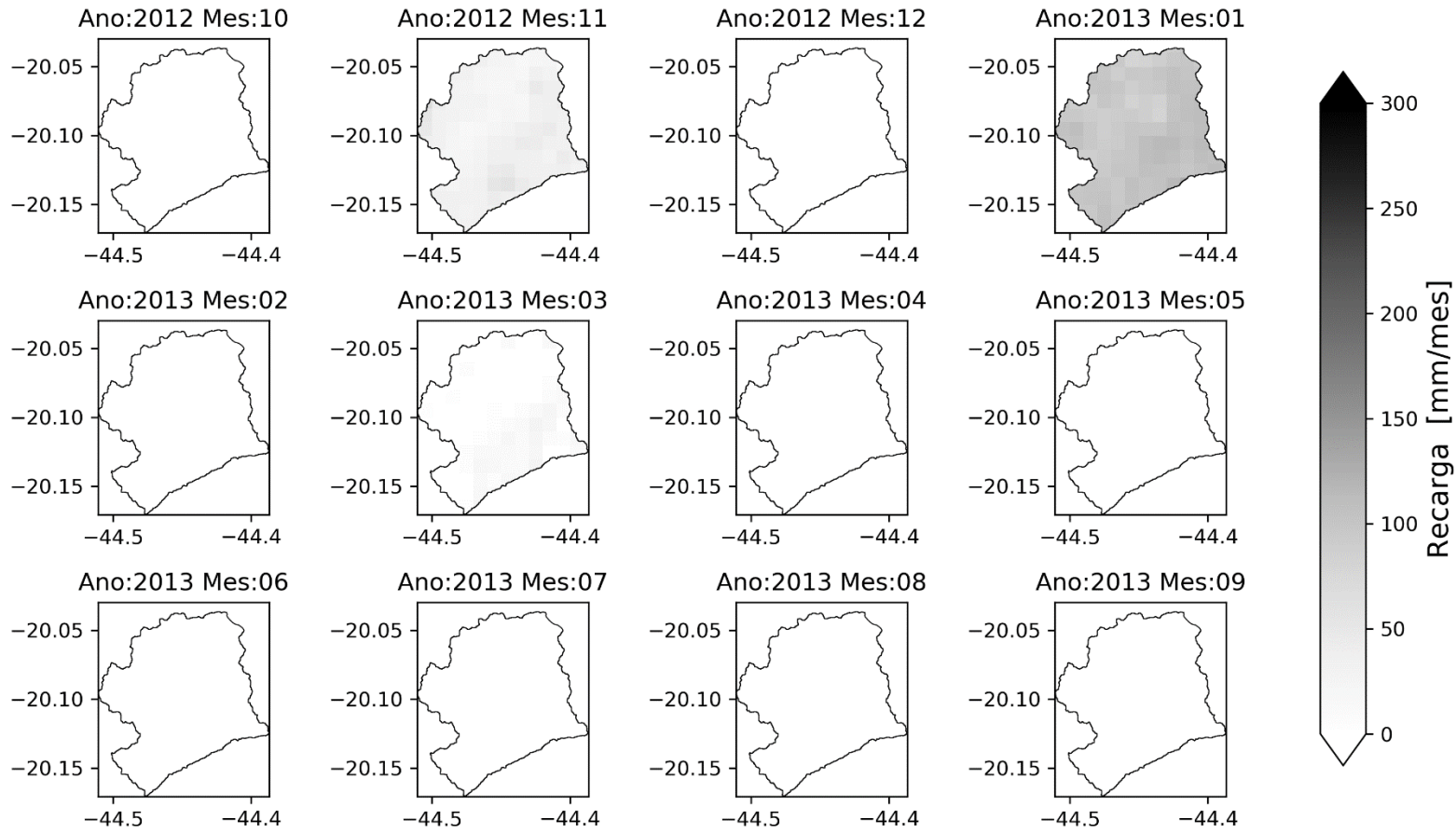
Recarga - Ano hidrológico 2010/2011



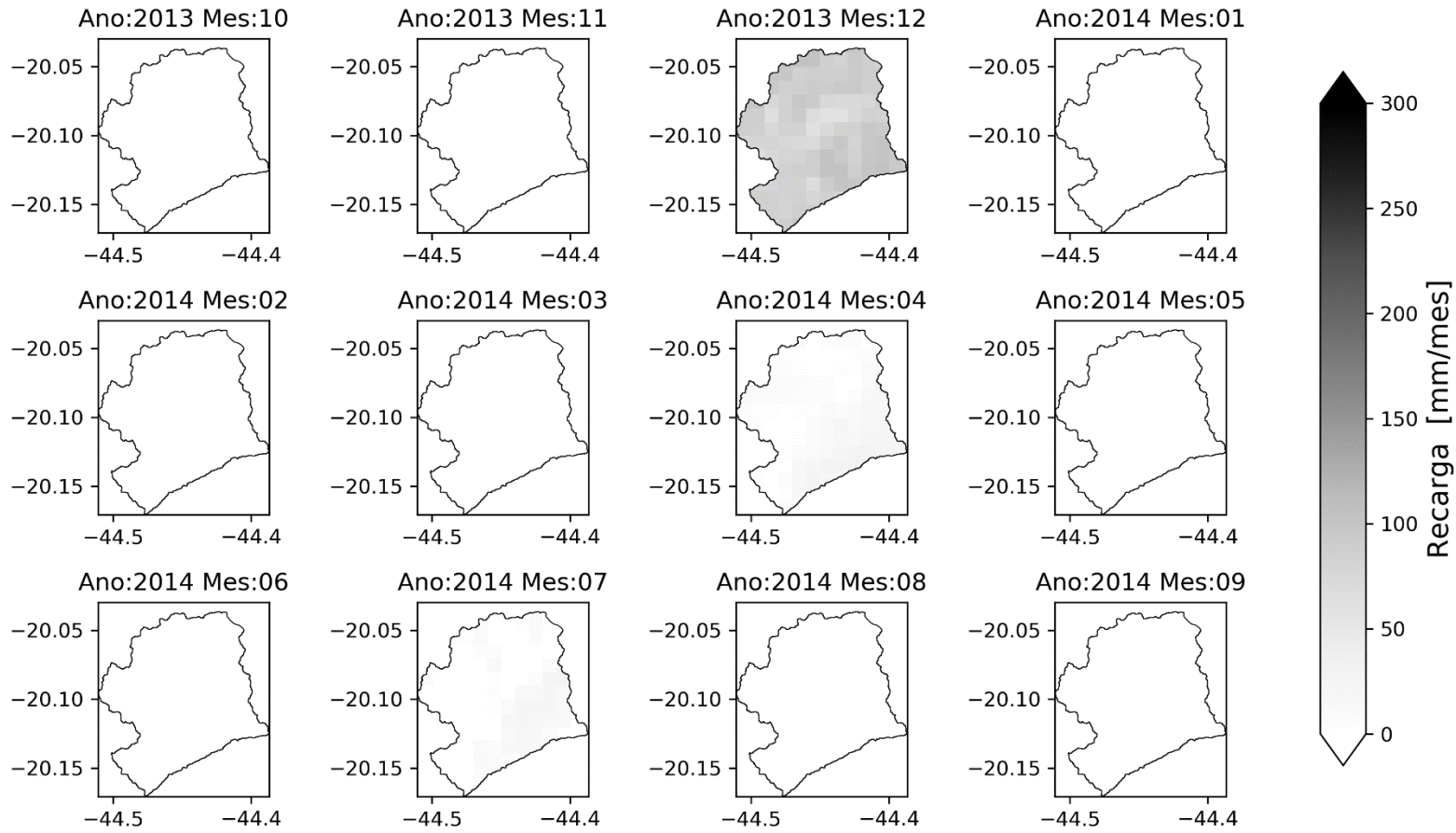
Recarga - Ano hidrológico 2011/2012



Recarga - Ano hidrológico 2012/2013



Recarga - Ano hidrológico 2013/2014



Apêndice M: Método de aproximação convergente

Faz. Laranjeiras_183190							
mês/ano	ΔH (m/mês)	ΔH (mm/mês)	P <i>in situ</i> (mm/mês)	Escoamento total (mm)	E <i>in situ</i> (mm/mês)	S_y (mm/mês)	S_y valido (mm/mês)
10/2012	0.11	109.02	24.14	9.34	120.97		
11/2012	0.75	751.01	214.36	22.71	119.21	0.096	0.096
12/2012	0.74	742.52	125.86	16.71	143.98	-0.047	
01/2013	1.05	1051.86	270.93	31.06	141.39	0.094	0.094
02/2013	0.54	538.23	104.53	33.36	134.79	-0.118	
03/2013	0.55	546.67	186.58	32.81	118.97	0.064	0.064
04/2013	0.13	131.28	91.40	27.86	96.07		
05/2013	0.12	115.14	61.84	16.04	82.29		
06/2013	0.12	116.68	20.51	16.72	60.60		
07/2013	0.05	53.95	10.45	11.47	66.36		
08/2013	0.00	0.00	1.03	8.18	101.16		
09/2013	0.20	200.87	41.50	6.94	103.62		

Faz. Ribeirão Freitas_183280							
mês/ano	ΔH (m/mês)	ΔH (mm/mês)	P <i>in situ</i> (mm/mês)	Escoamento total (mm)	E <i>in situ</i> (mm/mês)	S_y (mm/mês)	S_y valido (mm/mês)
10/2012	0.13	129.62	24.14	9.34	120.97		
11/2012	1.12	1116.47	214.36	22.71	119.21	0.065	0.065
12/2012	0.78	780.16	125.86	16.71	143.98	-0.045	
01/2013	1.21	1206.58	270.93	31.06	141.39	0.082	0.082
02/2013	0.57	567.65	104.53	33.36	134.79	-0.112	
03/2013	0.93	931.89	186.58	32.81	118.97	0.037	0.037
04/2013	0.48	479.86	91.40	27.86	96.07	-0.068	
05/2013	0.20	200.67	61.84	16.04	82.29		
06/2013	0.23	232.45	20.51	16.72	60.60		

07/2013	0.04	44.33	10.45	11.47	66.36
08/2013	0.00	0.00	1.03	8.18	101.16
09/2013	0.20	197.23	41.50	6.94	103.62

Faz. Pasto Grande _183262

mês/ano	ΔH (m/mês)	ΔH (mm/mês)	P <i>in situ</i> (mm/mês)	Escoamento total (mm)	E <i>in situ</i> (mm/mês)	S_y (mm/mês)	S_y valido (mm/mês)
10/2012	0.04	41.01	24.14	9.34	120.97		
11/2012	0.80	804.91	214.36	22.71	119.21	0.090	0.090
12/2012	0.51	511.87	125.86	16.71	143.98	-0.068	
01/2013	0.98	977.53	270.93	31.06	141.39	0.101	0.101
02/2013	1.55	1545.15	104.53	33.36	134.79	-0.041	
03/2013	1.08	1078.10	186.58	32.81	118.97	0.032	0.032
04/2013	0.39	388.03	91.40	27.86	96.07	-0.084	
05/2013	0.18	183.11	61.84	16.04	82.29		
06/2013	0.12	115.17	20.51	16.72	60.60		
07/2013	0.03	33.00	10.45	11.47	66.36		
08/2013	0.00	2.22	1.03	8.18	101.16		
09/2013	0.12	121.04	41.50	6.94	103.62		

Apêndice N: Recarga mensal pelo método VNA de cada piezômetro

Mês	Data inicial	Recarga (mm/mês)			média
		Faz. Laranjeiras n° 183190	Faz. Ribeirão Freitas n° 183280	Faz. Pasto Grande n° 183262	
2011/2012	10/2011	33.75	52.08	20.03	35.29
	11/2011	72.66	92.99	86.89	84.18
	12/2011	125.20	64.89	196.46	128.85
	01/2012	73.94	58.88	129.31	87.37
	02/2012	12.03	22.01	27.02	20.36
	03/2012	16.71	24.65	23.07	21.48
	04/2012	9.57	14.84	12.50	12.30
	05/2012	10.05	15.23	12.26	12.52
	06/2012	6.50	0.00	18.32	8.27
	07/2012	0.00	0.00	0.00	0.00
	08/2012	0.00	0.00	0.00	0.00
	09/2012	9.13	0.00	5.02	4.72
2012/2013	10/2012	0.00	0.00	1.97	0.66
	11/2012	47.92	6.07	53.08	35.69
	12/2012	50.31	1.22	34.01	28.51
	01/2013	20.93	2.30	23.72	15.65
	02/2013	60.01	0.00	69.25	43.09
	03/2013	44.81	5.25	72.47	40.84
	04/2013	17.28	5.57	27.47	16.77
	05/2013	9.69	20.22	13.81	14.57
	06/2013	7.03	0.00	9.89	5.64
	07/2013	7.44	0.00	2.65	3.36
	08/2013	0.00	0.00	0.31	0.10
	09/2013	4.37	12.77	4.74	7.29
2013/2014	10/2013	34.06	52.11	37.24	41.14
	11/2013	30.29	40.58	24.15	31.67
	12/2013	47.68	36.76	68.40	50.95
	01/2014	10.31	14.01	21.90	15.41
	02/2014	9.43	13.80	7.88	10.37
	03/2014	13.93	40.62	8.52	21.02
	04/2014	17.39	3.87	*	10.63
	05/2014	7.03	1.39	*	4.21
	06/2014	2.27	1.06	*	1.67
	07/2014	13.84	0.00	*	6.92
	08/2014	0.00	0.00	*	0.00
	09/2014	1.20	0.00	*	0.60

ANEXOS

Anexo A: Fichas técnicas dos piezômetros: Fazenda Pasto Grande, Ribeirão Freitas e Fazenda Laranjeiras

DADOS GERAIS					
Nome	RIMAS_MG_ML_45				
Poço	3100017230				
Data da Instalação	13/06/2011				
Proprietário	Fundação Christiano Ottoni				
Natureza do Ponto	Poço de monitoramento				
Uso da Água	Sem uso				
Cota do Terreno (m)	807.77				
LOCALIZAÇÃO					
Localidade	Fazenda Pasto Grande				
UTM (Norte/Sul)	7778718				
UTM (Leste/Oeste)	558736				
Latitude (GGMMSS)	200515				
Longitude (GGMMSS)	442617				
Bacia Hidrográfica	Rio São Francisco				
Sub-bacia Hidrográfica	Rios São Francisco, Paraopeba e outros.				
Município	Mateus Leme				
UF	MG				
SITUAÇÃO					
Data	13/06/2017				
Situação	Poço RIMAS equipado c medidor automático de nível				
PERFURAÇÃO					
Data	Profundidade (m)	Inicial	Profundidade Final (m)	Perfurador	Método
16/04/2008	0.00		15	Hidropoços	Rotopneumático
DIÂMETRO					
De (m)	Até (m)		Polegadas	Milímetros	
0.00	15.00		8	203.2	
REVESTIMENTO					
De (m)	Até (m)		Material	Diâmetro (mm)	
0.00	11.0		Plástico geotécnico	101.6	
FILTRO					
De (m)	Até (m)		Material	Diâmetro (mm)	
11.00	15.00		Plástico geotécnico	101.6	
ESPAÇO ANGULAR					
De (m)	Até (m)		Material		
0.00	1.00		Cimentação		
1.00	1.50		Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm		

1.50	15.00	Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm	
Boca do Tubo			
Data	Altura	Diâmetro (mm)	
17/04/2008	1.49	203.2	
PROFUNDIDADE INICIAL (m)			
Data	Profundidade útil		
	15.00		
FEIÇÃO GEOMORFOLÓGICA			
Descrição	Fundo de vale		
FORMAÇÃO GEOLÓGICA			
Profundidade Inicial (m)	Profundidade Final (m)	Tipo de Formação	
0.00	15.00	Quaternário	
DADOS LITOLÓGICOS			
De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica
0	6	Solo argiloso	Solo argiloso de coloração marrom.
6	12	Areia média	Material arenoso de cor cinza claro. Fração areia de media a grossa, com fragmentos de tamanho de seixo médio.
12	15	Argila arenosa	Material argilo arenoso de cor bege. Fração areia media grossa.
AQUÍFERO NO PONTO			
Aquífero: Poroso	Topo (m):	0.00	
	Base (m):	15.00	
	Captação:	Única	
	Condição:	Livre	
	Penetração:	Total	
	Nível estático	2.75 m	

DADOS GERAIS					
Nome	RIMAS_MG_ML_47				
Poço	3100017233				
Data da Instalação	13/06/2011				
Proprietário	Fundação Christiano Ottoni				
Natureza do Ponto	Poço de monitoramento				
Uso da Água	Sem uso				
Cota do Terreno (m)	833.50				
LOCALIZAÇÃO					
Localidade	Ribeirão Freitas				
UTM (Norte/Sul)	7775806				
UTM (Leste/Oeste)	555670				
Latitude (GGMMSS)	200650				
Longitude (GGMMSS)	442803				
Bacia Hidrográfica	Rio São Francisco				
Sub-bacia Hidrográfica	Rios São Francisco, Paraopeba e outros.				
Município	Itaúna				
UF	MG				
SITUAÇÃO					
Data	13/06/2017				
Situação	Poço RIMAS equipado c medidor automático de nível				
PERFURAÇÃO					
Data	Profundidade (m)	Inicial	Profundidade Final (m)	Perfurador	Método
16/04/2008	0.00		6.00	Hidropoços	Rotopneumático
DIÂMETRO					
De (m)	Até (m)		Polegadas	Milímetros	
0.00	6.00		8	203.2	
REVESTIMENTO					
De (m)	Até (m)		Material	Diâmetro (mm)	
0.00	2.00		Plástico geotécnico	101.6	
FILTRO					
De (m)	Até (m)		Material	Diâmetro (mm)	
2.00	6.00		Plástico geotécnico	101.6	
ESPAÇO ANGULAR					
De (m)	Até (m)		Material		
0.00	1.00		Cimentação		
1.00	1.50		Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm		
1.50	6.00		Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm		
Boca do Tubo					
Data	Altura		Diâmetro (mm)		
19/10/2008	1.41		203.2		
PROFUNDIDADE INICIAL (m)					
Data	Profundidade útil				

6.00			
FEIÇÃO GEOMORFOLÓGICA			
Descrição	Fundo do vale		
FORMAÇÃO GEOLÓGICA			
Profundidade (m)	Inicial	Profundidade Final (m)	Tipo de Formação
0.00		6.00	Quaternário
DADOS LITOLÓGICOS			
De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica
0	4	Solo argiloso	Solo argiloso de coloração marrom. Fragmentos argilosos do tamanho de seixos médios.
4	6	Rochas intemperizadas e decompostas	Material quartzoso de coloração amarela. Fragmentação média.
AQUÍFERO NO PONTO			
Aquífero: Poroso	Topo (m):	0.00	
	Base (m):	6.00	
	Captação:	Única	
	Condição:	Livre	
	Penetração:	Total	
	Nível estático	1,36 m	

DADOS GERAIS				
Nome	RIMAS_MG_ML_48			
Poço	3100017234			
Data da Instalação	13/06/2011			
Proprietário	Fundação Christiano Ottoni			
Natureza do Ponto	Poço de monitoramento			
Uso da Água	Sem uso			
Cota do Terreno (m)	859.52			
LOCALIZAÇÃO				
Localidade	Fazenda Laranjeiras			
UTM (Norte/Sul)	7777291			
UTM (Leste/Oeste)	554085			
Latitude (GGMMSS)	200602			
Longitude (GGMMSS)	442858			
Bacia Hidrográfica	Rio São Francisco			
Sub-bacia Hidrográfica	Rios São Francisco, Paraopeba e outros.			
Município	Itaúna			
UF	MG			
SITUAÇÃO				
Data	13/06/2017			
Situação	Poço RIMAS equipado c medidor automático de nível			
PERFURAÇÃO				
Data	Profundidade Inicial (m)	Profundidade Final (m)	Perfurador	Método
24/04/2008	0.00	19.00	Hidropoços	Roto-percussão
DIÂMETRO				
De (m)	Até (m)	Polegadas	Milímetros	
0.00	19.00	8	203.2	
REVESTIMENTO				
De (m)	Até (m)	Material	Diâmetro (mm)	
0.00	15.00	Plástico geotécnico	101.6	
FILTRO				
De (m)	Até (m)	Material	Diâmetro (mm)	
15.00	19.00	Plástico geotécnico	101.6	
ESPAÇO ANGULAR				
De (m)	Até (m)	Material		
0.00	1.00	Cimentação		
1.00	1.50	Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm		
1.50	19.00	Areia quartzosa de 2,75 a 3,75 mm		
Boca do Tubo				
Data	Altura	Diâmetro (mm)		
19/10/2008	1.22	203.2		
PROFUNDIDADE INICIAL (m)				
Data	Profundidade útil			

19.00			
FEIÇÃO GEOMORFOLÓGICA			
Descrição	Vale encaixado		
FORMAÇÃO GEOLÓGICA			
Profundidade Inicial (m)	Profundidade Final (m)	Tipo de Formação	
0.00	19.00	Quaternário	
DADOS LITOLÓGICOS			
De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica
0	4	Solo arenoso-argiloso	Solo argilo-arenoso de coloração marrom. Fração areia fina, com eventuais fragmentos de quartzo.
4	10	Argila arenosa	Material arenoso de cor cinza claro. Fração areia de media a grossa, com fragmentos de tamanho de seixo médio.
10	19	Rochas Intemperizadas e Decompostas	Rocha alterada de coloração amarelo acinzentado. Composto por argila e quartzo.
AQUÍFERO NO PONTO			
Aquífero: Poroso	Topo (m):	0.00	
	Base (m):	19.00	
	Captação:	Única	
	Condição:	Livre	
	Penetração:	Total	
	Nível estático	4.10 m	

Anexo B: Índices de desempenho contínuo

O KGE' é calculado pela equação abaixo, o qual representa uma métrica objetiva de desempenho combinando três índices: a correlação de linear de Pearson's (r), medida do erro de variabilidade (γ), e viés (β).

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2}$$

na qual:

r = componente de correlação (Pearson)

β = viés

γ = medida do erro de variabilidade

- Correlação de linear de Pearson's (r)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}}$$

na qual:

n = número de observações

O_i e S_i = valores observados nas estações *in situ* e estimados por satélite, respectivamente, no dia (i)

\bar{O} e \bar{S} = média altimétrica dos dados observados nas estações *in situ* e estimados por satélite, respectivamente.

- Medida do erro de variabilidade (γ)

$$\gamma = \frac{\sigma_s / \mu_s}{\sigma_o / \mu_o}$$

na qual:

μ_s = média dos valores estimados por satélite

μ_o = média do observado

σ_s = desvio padrão da estimativa por satélite

σ_o = desvio padrão do observado

- Viés (β)

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$$

na qual:

μ_s = média dos valores estimados por satélite

μ_o = média do observado

O valor ótimo de KGE' é 1, pois a correlação linear de Pearson's, apresenta seu valor ótimo na unidade de correlação perfeita, sendo o valor mínimo de -1, correlação negativa perfeita e a ausência de correlação indicada como zero. O termo β mede a tendência média dos valores dos produtos de precipitação por sensoriamento remoto, sendo superestimados ($\beta > 1$) ou subestimado ($\beta < 1$). A medida do erro de variabilidade (γ) avalia a dispersão das estimativas da precipitação por sensoriamento remoto em relação aos dados observados.

A raiz do erro médio quadrático, RMSE, calculada pela equação abaixo, avalia o quanto em média é discrepante a medida do dado observado com o estimado.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y - \hat{y})^2}$$

na qual:

$RMSE$ = raiz do erro médio quadrático

n = número de observações

y e \hat{y} = valores observados e estimados por sensores no dia (i)

O PBIAS, equação abaixo, mede a tendência média dos valores simulados para serem maiores ou menores que os observados, assim, o valor ótimo de PBIAS é zero, de tal forma que os valores baixos, próximo a zero, indicam que a simulação é precisa, enquanto valores positivos indicam superestimação e negativos subestimação.

$$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n (O_i)}$$

na qual:

$PBIAS$ = porcentagem do viés

n = número de observações

S_i e O_i = valores observados e estimados por sensores no dia (i)

Anexo C: Índices de desempenho categórico

Em relação aos índices não categóricos, estes utilizam como base a tabela de contingência, abaixo, que identificam resultados possíveis: evento subsequentemente ocorreu (SIM) ou não (NÃO). Convencionalmente, os dados de verificação não probabilísticos são exibidos em frequências absolutas. Desta forma, o método de tabela de contingências considera uma estimativa verdadeira se a ocorrência de um evento for estimada dentro do intervalo do um evento observado.

		Observado nas estações pluviométricas		
		Sim	Não	
Estimado por satélite	Sim	a	b	a+b
	Não	c	d	c+d
		a+c	b+d	n = a+b+c+d

"a" e "d" = precipitação observada e detectada pelo satélite dentro do intervalo.

"b" e "c" = precipitação observada e detectada pelo satélite discordantes no intervalo.

"b" = precipitação observada fora do intervalo e precipitação detectada pelo satélite dentro do intervalo.

"c" = precipitação observada dentro do intervalo e precipitação detectada pelo satélite fora do intervalo.

Figura 1: Tabela de contingência

Fonte: Wilks, 2011 (adaptada).

Este método é aplicado por Zambrano-Bigiarini, Nauditt, Birkel, Verbist e Ribbe (2017) e Baez-Villanueva, Zambrano-Bigiarini, Ribbe, Nauditt, Giraldo-Osorio e Thinh (2018). Estes utilizaram como referência de intervalo a classificação de eventos de precipitação do *Guide to meteorological instruments and methods of observation* da *World Meteorological Organization* de 2008, descrita na Tabela abaixo. Segundo Zambrano-Bigiarini, Nauditt, Birkel, Verbist e Ribbe (2017), a verificação da qualidade de dados em diferentes intensidades possibilita avaliar a acurácia dos produtos de satélites frente a diferentes objetivos de utilização, pois as respostas dos processos hidrológicos em uma bacia são relacionadas a intensidade da precipitação.

Tabela 1: Classificação de eventos de precipitação baseados na intensidade (mm/dia)

Evento de precipitação	Intensidade (mm/d)
Não precipitou	[0,5)
Baixa precipitação	[1,5)
Moderada precipitação	[5,20)

Evento de precipitação	Intensidade (mm/d)
Alta precipitação	[20,40)
Precipitação violenta	≥ 40

Fonte: Baez-Villanueva, Zambrano-Bigiarini, Ribbe, Nauditt, Giraldo-Osorio e Thinh, 2018.

Assim, os índices de desempenho categórico comparam uma vizinhança de estimativas a uma observação no centro usando métricas categóricas tradicionais, como *POD*, *FAR*, *fBIAS* (DMOWSKA *et. al*, 2011).

Talvez a medida mais direta e intuitiva da precisão das previsões não probabilísticas para eventos é a probabilidade de detecção proposta por Finley (1884 *apud* WILKS, 2011). Esta é simplesmente a fração dos números de ocasiões de previsão para as quais a previsão não probabilística antecipou corretamente o evento subsequente ou não ocorrido. Em termos das contagens, a *POD* é dada pela equação abaixo.

$$POD = \frac{a + d}{n}$$

A proporção correta satisfaz o princípio de equivalência de eventos, pois credita as previsões corretas “sim” e “não” igualmente. De longe, a mais comum dessas quatro probabilidades condicionais é uma estatística de confiabilidade escalar usando duas variáveis “a” e “b”, o qual são usadas na *FAR*, ou seja, fração de previsões “sim” que se revelam erradas, ou a proporção dos eventos previstos que não se materializam, representada pela equação abaixo.

$$FAR = \frac{b}{a + b}$$

O *fBias* usa a mesma classificação de intensidades de precipitação observada na Tabela 1. Esse índice é usado para comparar o número de eventos identificados pelo produto de satélite com o número de eventos que ocorreram no pluviômetro correspondente, similar ao parâmetro *PBIAS*, cujo caráter é global. O valor ideal do *fBias* é 1.0, indicando ausência de viés, *fBias* 1 indica uma superestimação dos produtos de satélite e *fBias* 1 aponta para uma subestimação. O *fBias* é representado pela equação abaixo.

$$fBias = \frac{a + b}{a + c}$$